

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel  
Nr. 47

UNTERSUCHUNGEN ZU DECKSCHICHTÄNDERUNGEN UND ZUR  
ANWENDBARKEIT EINDIMENSIONALER DECKSCHICHTMODELLE  
IM ÄQUATORIALEN ATLANTIK WÄHREND GATE 1974

On the variations of the mixed layer and the  
applicability of one-dimensional mixed layer models  
in the Equatorial Atlantic during GATE 1974

DOI 10.3283/IFM-BER-47

von  
HANS-PETER CORNUS

Kopien können bezogen werden von:  
Hans-Peter Cornus  
Institut für Meereskunde  
Abt. Meeresphysik  
Düsternbrooker Weg 20  
2300 K I E L

---

Diese Arbeit wurde 1977 als Diplomarbeit bei der  
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel eingereicht.

ISSN 0341 - 8561

<u>Inhaltsverzeichnis</u>	Seite
Table of contents	(ii)
Zusammenfassung	(iii)
Summary	(iv)
1. Einleitung	1
2. Meßgebiet und Meßprogramm	4
3. Parameter nach Aufbereitung der Daten	6
4. Zuverlässigkeit der Daten	7
5. Deckschichtmodelle	12
6. Das Koordinatensystem	15
7. Die äquatoriale Deckschicht (1.8.1974-8.8.1974)	16
7.1 Charakteristische Eigenschaften der Temperatur- und Dichteprofile	16
7.2 Charakteristische Eigenschaften der Salzgehaltsprofile	17
7.3 Charakteristische Eigenschaften der Geschwindigkeitsprofile	17
7.4 Richardson-Zahlen	18
7.5 Advektion und Vermischung in der Schicht von 0m bis 25m	21
7.6 Änderungen in der Deckschicht (vom 1.8. bis zum 8.8.)	25
8. Anwendbarkeit des Deckschicht- modells von Denman	30
9. Wärmebilanz	33
9.1 Definition des Wärmeinhaltes	33
9.2 Eindringtiefe des Tagesganges	36
9.3 Wärmebilanzen in der Deckschicht	39
10. Tagesgänge der meteorologischen Parameter und der Wassertemperatur	43
11. Einfluß der "kalten" Deckschicht auf meteorologische Parameter	47
12. Zusammenfassung der Ergebnisse	50
Literaturverzeichnis	53
Anhang A Tabellen	55
Anhang B Abbildungen	76
Anhang C Fehlerrechnung Richardson-Zahlen	123

<u>Table of contents</u>		Page
1.	Introduction	1
2.	Area of activities and observational program	4
3.	Parameters after data processing	6
4.	Reliability of the data	7
5.	Mixed layer models	12
6.	The coordinate system	15
7.	The equatorial mixed layer (1 Aug. 1974 - 8 Aug. 1974)	16
7.1	Characteristic properties of temperature and density profiles	16
7.2	Characteristic properties of salinity profiles	17
7.3	Characteristic properties of profiles of the velocity components	17
7.4	Richardson numbers	18
7.5	Advection and mixing in the layer from 0 to 25 m	21
7.6	Variations in the mixed layer (1 Aug. 1974 to 8 Aug. 1974)	25
8.	Applicability of Denman's mixed layer model	30
9.	Heat balance	33
9.1	Definition of heat content	33
9.2	Depth of penetration of the diurnal temperature cycle	36
9.3	Heat balances of the mixed layer	39
10.	Diurnal cycles of meteorological parameters and the water temperature	43
11.	The influence of a 'cold' mixed layer on meteorological parameters	47
12.	Summary of results	50
	References	53
	Appendix A      Tables	55
	Appendix B      Figures	76
	Appendix C      Richardson Number error estimates	123

### Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt als Teilproblem aus den GATE-Untersuchungen 1974 im äquatorialen Atlantik die Entwicklung der Deckschicht. Als Besonderheit dieses Gebietes ist der Umstand anzusehen, daß die Deckschichtänderungen nicht nur durch atmosphärische Ereignisse, sondern auch wesentlich durch Fluktuationen des Unterstroms bestimmt werden. So beeinflußt die vertikale Komponente des Mäandrierens des Äquatorialen Unterstroms (DÜING et al., 1975) den Wärmeinhalt und andere Eigenschaften der äquatorialen Deckschicht. Sie bestimmt den Fluß sensibler Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre und ist entscheidend dafür, ob eindimensionale Deckschichtmodelle sinnvoll angewendet werden können. Es wird gezeigt, daß der Unterstrom die bestehende Deckschicht durch turbulente Vermischung zerstören und dadurch die dort gespeicherte Wärmeenergie aus der Atmosphäre aufnehmen kann.

Die Zerstörung der Deckschicht bewirkt ein Abkühlen des Oberflächenwassers. Dies kann dazu führen, daß der Fluß sensibler Wärme (normal hier vom Ozean in die Atmosphäre gerichtet) umgekehrt wird, während der latente Wärme fluß vom Ozean in die Atmosphäre gerichtet bleibt. Diesen Effekt bezeichnet FLOHN (1972) als "Oasis-Effekt".

Eindimensionale Deckschichtmodelle wie dasjenige von DENMAN (1973) berücksichtigen im allgemeinen als Energiequellen nur den Wärmezufuß von der Atmosphäre und den Windstress. Es wird gezeigt, daß eine Verwendung solcher Modelle in diesem Gebiet nicht sinnvoll ist, weil die starke Scherung des Unterstroms einen wichtigen Energiequelliterm ergibt.

Summary

This report deals with a part of the GATE investigations 1974 in the Equatorial Atlantic: The development of the mixed layer. It is typical for this area that mixed layer variations are not only due to atmospheric forcing, but are also controlled by fluctuations of the Undercurrent. The vertical component of meandering of the Equatorial Undercurrent (DÜING et al., 1975) influences the heat budget and other properties of the mixed layer and the sensible heat flux from the atmosphere to the ocean and vice versa. It also determines the applicability of mixed layer models.

It is shown that the undercurrent destroys the existing surface layer by turbulent mixing and thereby receives thermal energy from the atmosphere. The destruction of the mixed layer results in cooling of the surface waters. This can produce an abnormal sensible heat flux from the atmosphere to the ocean while the latent heat flux remains directed from the ocean to the atmosphere. This effect is known as the "oasis effect" (FLOHN 1972).

In one-dimensional mixed layer models such as DENMAN's (1973) model usually heat input from the atmosphere and wind stress only are considered in the energy source terms. It is shown here that such models are not applicable in this area because the strong shear in the Undercurrent produces another important energy source term.

## 1. Einleitung

Das Ziel der Untersuchungen während der GATE-Expedition 1974 war, die Kenntnis über die tropischen atmosphärischen Konvektionszellen und deren Wechselwirkung mit der großräumigen atmosphärischen Zirkulation zu erweitern. Dazu ist eine genaue Bestimmung von Feuchte-, Wärme- und Impulsflüssen durch die Meeresoberfläche in Skalen von 100km bis 1000km nötig. Wichtig ist es, gleichzeitig das Reagieren des Ozeans auf atmosphärische Anregung zu untersuchen, um gekoppelte Modelle von Ozean und Atmosphäre zur erweiterten Vorhersage zu entwickeln.

Das Schwergewicht der ozeanographischen Arbeiten lag bei der Untersuchung von Deckschichtprozessen in der "C-Scale" bei etwa  $8^{\circ}\text{N}$ ,  $23^{\circ}\text{W}$  und bei der Erfassung von Schichtung und Strömung im äquatorialen Bereich, insbesondere im Zusammenhang mit dem äquatorialen Unterstrom. Die vorliegende Arbeit behandelt als Teilproblem aus dem letztgenannten Vorhaben die Entwicklung der äquatorialen Deckschicht unter dem Einfluß von Atmosphäre und Unterstrom.

Zur Messung von meteorologischen und ozeanographischen Parametern sollte für diese Untersuchungen eine Boje mit entsprechenden Meßgeräten bei  $0^{\circ}$ ,  $29^{\circ}\text{W}$  fest verankert werden. Nach mehreren vergeblichen Versuchen, die Boje zu verankern, ließ man sie frei mit dem Südäquatorialstrom triftten. Mit den Messungen auf der Boje und den Messungen an Bord des der triftenden Boje folgenden FFS 'ANTON DOHRN' erhielt man einen Datensatz, der die Basis für die vorliegenden Untersuchungen liefert. Folgende Themen stehen dabei im Mittelpunkt:

1. Die physikalischen Verhältnisse während der Triftstation und die Besonderheiten der äquatorialen Deckschicht, die der äquatoriale Unterstrom durch das horizontale und vertikale Mäandrieren (DÜING et al. ,1975) beeinflusst, werden beschrieben.
2. Es wird untersucht, ob das von DENMAN (1973) entwickelte eindimensionale Deckschichtmodell geeignet ist, die äquatoriale Deckschicht während der Triftstation adäquat zu beschreiben.
3. Die Berechnung der Wärmebilanz von Wärmezufuß aus der Atmosphäre in den Ozean und der Erwärmung der vom Tagesgang beeinflufßbaren ozeanischen Deckschicht an einem festen Meßort wird dadurch oft erschwert, daß nicht alle meteorologischen und ozeanographischen Parameter gleichzeitig gemessen worden sind, die zur Aufstellung einer Bilanz benötigt werden. Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich durch das Auftreten nicht zu vernachlässigender kurzzeitiger lokaler Störungen der Temperatur, die eine Bilanz über einen kurzen Zeitraum, z.B. eine bis sechs Stunden, oftmals nicht ermöglichen (HALPERN und REED, 1976). Der vorliegende Datensatz ist so vollständig, daß diese Schwierigkeiten kaum auftreten. Außerdem erhoffte man wegen der freien Trift zumindest die Terme für die horizontale Advektion in der Bilanzrechnung vernachlässigen zu können.

Durch das vertikale Mäandrieren des Unterstromes kann die Deckschicht zerstört werden und kälteres Unterstromwasser an die Oberfläche gelangen. Es kann lokal zur Folge haben, daß

der Fluß sensibler Wärme, ansonsten aus dem Ozean in die Atmosphäre gerichtet, sich umkehrt, während der Fluß latenter Wärme in die Atmosphäre gerichtet bleibt. FLOHN (1972) bezeichnet dies als 'Oasis-Effekt' im Meer: der Ozean absorbiert Wärmeenergie aus der Atmosphäre, doch der Fluß latenter Wärme ist aufwärts gerichtet.

Die Umkehrung des sensiblen Wärmeflusses bewirkt einen abwärts gerichteten Wärmefluß in der Atmosphäre, so daß zeitweise eine doppelte (meridionale) , zum Äquator symmetrische atmosphärische Zirkulation auftritt.

Ein kurzzeitiger 'Oasis-Effekt' ist im vorliegenden Datensatz zu erkennen.



## 2. Meßgebiet und Meßprogramm

Während des A-Scale Experimentes der GATE-Expedition triftete die meteorologische Boje von  $31^{\circ}18.0'W/00^{\circ}06.0'S$  am 1.8.1974 12.00GMT nach  $35^{\circ}25.5'W/01^{\circ}04.0'N$  am 8.8.1974 12.00GMT (Abb.1) Am 1.8. 18.00GMT erreichte sie bei  $00^{\circ}08'S$  den südlichsten Punkt der Trift und am 6.8. 12.00GMT bei  $01^{\circ}07'N$  den nördlichsten. Der Betrag des mittleren Triftvektors, berechnet aus Anfangs- und Endpunkt der Trift sowie Triftzeit, ist 1.53 kn oder 78.4cm/s.

Im folgenden beziehen sich alle Zeitangaben auf GMT-Zeit. Alle drei Stunden wurden während der Trift Profile der Temperatur, der elektrischen Leitfähigkeit und der Strömungsgeschwindigkeit gemessen. Auf der Boje wurden Fluktuationen der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit gemessen. Weiterhin waren in vier Höhenniveaus Geräte zur Messung von Feucht- und Trockentemperatur sowie Windgeschwindigkeitsmeßgeräte angebracht. Die Windrichtung wurde mit Hilfe einer Windfahne in etwa der Mitte des Meßmastes ermittelt. Am Überwasserteil befand sich noch ein Sensor zur Messung der kurzwelligen Strahlung aus dem Meer in die Atmosphäre. Das Meßintervall betrug für alle oben genannten Meßgeräte auf der Boje eine Minute. Am Unterwasserteil der Boje war eine Thermistorkette mit elf Thermistoren befestigt, der oberste 4.60m und der unterste 24.30m unterhalb Bojen-Null, die restlichen in jeweils etwa 2m Abstand dazwischen. Sie registrierte alle zehn Minuten die Wassertemperatur in den entsprechenden Tiefen. Abbildung 2 zeigt die meteorologische Boje.

An Bord von FFS 'ANTON DOHRN' wurde jede Minute die kurzwellige und die langwellige Strahlung aus der Atmosphäre in den Ozean gemessen.

Zur Messung eines Strömungsgeschwindigkeitsprofils dampfte das Schiff zunächst zur Boje auf. Während der Messung triftete das Schiff frei mit dem Wind, und es wurde alle zehn Minuten die Position des Schiffes relativ zur Boje bestimmt, um einen mittleren Triftvektor relativ zur Boje ermitteln zu können (Abb. 3). Beginnend um 12.00 Uhr am 1.8. wurde zuerst die CTD-Sonde eingesetzt. Die Laufzeit für diese Profile betrug jeweils etwa eine halbe Stunde. Im Anschluß daran kam die PCM-Sonde zum Einsatz.

Bei der CTD-Sonde handelte es sich um die HOWALDT-Bathysonde T87/3A. Die PCM-Sonde bestand aus einem Traggestell mit Auftriebskörpern und dem Aanderaa-Strömungsmesser Nr. 776.

(CTD = Conductivity, Temperature, Depth).

(PCM = Profiling Current Meter).

Tabelle 1 zeigt die Liste aller ozeanographischen Profile, und Tabelle 2 gibt einen Überblick über alle gemessenen ozeanographischen und meteorologischen Parameter.

### 3. Parameter nach Aufbereitung der Daten

Tabelle 3 enthält die Parameter, die zur weiteren Verwendung des Datensatzes gebraucht werden.

Latenter und sensibler Wärmefluß sowie die Windschubspannung wurden mit Hilfe der 'Bulk' Methode aus den auf zehn Meter Höhe extrapolierten Profilen berechnet. Zur Ermittlung der langwelligen Strahlung aus dem Meer in die Atmosphäre wurde das Stefan-Boltzmann'sche Strahlungsgesetz angewendet. Die Wassertemperatur stammt vom obersten Thermistor der Kette an der meteorologischen Boje.

$$Q_1 \uparrow = \epsilon \sigma T^4$$

mit  $Q_1 \uparrow$ : langwellige Strahlung Meer-Atmosphäre

$\epsilon$ : Emissionsgrad normalen Seewassers

$\epsilon=0.96$  (WADA, 1967)

$\sigma$ : Strahlungskonstante

$\sigma = 4.87 \cdot 10^{-8} \text{ kcal/hm}^2/\text{grad}^4$

T: absolute Temperatur des strahlenden Ozeans

Die Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteprofile wurden über 3 dbar übergreifend gemittelt. Außer der Triftpkorrektur unterlagen die Profile der U- und V-Komponenten keiner weiteren Behandlung.

#### 4. Zuverlässigkeit der Daten

##### a) Druck

Der Hersteller gibt für die absolute Genauigkeit der Druckbestimmung mit der CTD-Sonde  $\pm 0.25\%$  des Meßbereiches an. Für die PCM-Sonde wird vom Hersteller ein Wert von  $\pm 1\%$  des Meßbereiches angegeben. Damit erhält man  $\pm 15$ dbar an absoluter Genauigkeit für die CTD-Sonde bei einem Meßbereich von 0 - 6000dbar und für die PCM-Sonde  $\pm 7$ dbar bei einem Meßbereich von 0 bis 700dbar. Als Fehler einer Druckdifferenzmessung sollte die Reproduzierbarkeit verwendet werden. Für beide Geräte jedoch stehen keine Angaben über die Reproduzierbarkeit zur Verfügung. Da von der CTD-Sonde nur Hieven-Profile und von der PCM-Sonde nur Profile während des Absinkens weiter bearbeitet wurden, geht die Hysterese der Druckmeßfühler nicht wesentlich als Fehlerquelle in Druckdifferenzmessungen ein, so daß es gerechtfertigt erscheint, das Auflösungsvermögen der Druckmeßfühler bei Fehlen einer Angabe über die Reproduzierbarkeit als absoluten Fehler einer Druckdifferenzmessung anzusehen. Das Auflösungsvermögen der Druckmeßfühler beträgt nach Angaben der Hersteller 1dbar für die CTD-Sonde und 0.7dbar für die PCM-Sonde. Das ungünstigere Auflösungsvermögen der CTD-Sonde wird für alle Berechnungen mit Druckdifferenzen als absoluter Fehler angenommen.

Die absolute Druckanzeige der beiden Drucksensoren wurde nicht verglichen. Man kann annehmen, daß eine systematische Abweichung in der Druckanzeige im Bereich bis ca. 100dbar

gegeben war. Der Druckmeßfühler der PCM-Sonde wird jedoch wegen des geringeren Meßbereiches den genaueren Wert angezeigt haben. Die systematische Abweichung der Druckanzeige geht als zusätzlicher Fehler in Berechnungen von Größen ein, die aus Parametern berechnet werden, die mit beiden Geräten gemessen wurden.

Vorweg sie erwähnt, daß im Falle der Berechnung der Richardson-Zahlen der Fehler jedoch vernachlässigbar klein ist, da die Meßpunkte alle bis auf drei Ausnahmen in Bereichen liegen, in denen  $\partial\rho/\partial z$  bzw.  $N^2$  über 2 bis 3 dbar und mehr nicht variieren.

#### b) Temperatur

Der absolute Fehler für Temperaturwerte in den Profilen ergibt sich aus der Meßgenauigkeit der CTD-Sonde zu  $\pm 0.01^\circ\text{C}$  (PETERS, 1976). Fehler für die Temperaturanzeige der PCM-Sonde wurden nicht ermittelt, da nur Temperaturwerte der CTD-Sonde und der Thermistorkette weiterverwendet wurden. Nach Eichung der Thermistorkette (mit Kabel und Thermistoren) beträgt die absolute Genauigkeit  $\pm 0.0125^\circ\text{C}$  (Angabe des Herstellers).

#### c) Salzgehalt

Mit den absoluten Fehlern von Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit ergibt sich für den Salzgehalt, berechnet mit der von FOFONOFF et al. (1974) in Woods Hole entwickelten Formel, ein Fehler zu  $\pm 0.03^\circ/\text{oo}$  (PETERS, 1976). Aus den Salzgehalts-'Spikes' in den Profilen ergibt sich jedoch eine Un-

sicherheit von  $\pm 0.05^\circ/\infty$ .

d) Dichte

Die Dichte bzw.  $\sigma_T$  wurden ebenfalls mit einer dafür in Woods Hole entwickelten Formel (FOFONOFF et al., 1974) berechnet. Mit den Fehlern in der Temperatur und im Salzgehalt errechnet man einen Fehler von  $\pm 2.5 \cdot 10^{-5} \text{ g/cm}^3$  für die Dichte. In den Profilen von  $\sigma_T$  erkennt man 'Instabilitäten' bis zu 0.03 in Einheiten von  $\sigma_T$ . Somit muß man bei Berechnungen mit Differenzen von  $\rho$  bei der Differenzenbildung einen absoluten Fehler von  $\pm 3 \cdot 10^{-5} \text{ g/cm}^3$  in Betracht ziehen.

e) Betrag und Richtung der Strömungsgeschwindigkeit

Der Hersteller gibt für die Genauigkeit der Messung des Betrags der Strömungsgeschwindigkeit 2% der aktuellen Geschwindigkeit oder 1 cm/s für  $|\vec{v}| < 50 \text{ cm/s}$  an.

Für die Richtungsanzeige gilt nach Angaben des Herstellers

$$\delta\phi = \pm 7.5^\circ \quad \text{für} \quad 2.5 \text{ cm/s} \leq |\vec{v}| \leq 5 \text{ cm/s}$$

$$\text{und} \quad 100 \text{ cm/s} \leq |\vec{v}| \leq 200 \text{ cm/s}$$

$$\delta\phi = \pm 5^\circ \quad \text{für} \quad 5 \text{ cm/s} \leq |\vec{v}| \leq 100 \text{ cm/s}.$$

f) Triftkorrektur

Während eines PCM-Einsatzes wurde alle zehn Minuten die Position des frei im Wind treibenden Schiffes relativ zur freitriftenden Boje bestimmt. Pro Profil wurde ein mittlerer Triftvektor aus den Positionsverschiebungen ermittelt, in U- und V-Komponente zerlegt, und zu den U- bzw. V-Komponenten addiert. Die damit erhaltenen Geschwindigkeitswerte sind

triftkorrigiert relativ zur frei triftenden Boje. Da die Trift während der PCM-Profile ziemlich konstant und ohne nennenswerte Richtungsänderungen blieb, wurde zur Ermittlung der Zuverlässigkeit der Triftkorrektur folgendes Verfahren angewendet. Pro Triftkorrektur wurden die alle zehn Minuten erhaltenen Triftvektoren algebraisch gemittelt und die Standardabweichung vom Mittel berechnet. Für alle 57 Triftkorrekturen ergab sich eine Standardabweichung von  $\pm 0.02 \text{ sm}/10 \text{ min}$ , was einer Geschwindigkeit von  $\pm 6.2 \text{ cm/s}$  entspricht. Dieser Wert wird als mittlerer Fehler für die Triftkorrektur angesehen. Die extremen Fehler liegen bei  $\pm 0.04 \text{ sm}/10 \text{ min}$  ( $12.4 \text{ cm/s}$ ) und  $\pm 0.01 \text{ sm}/10 \text{ min}$  ( $3.1 \text{ cm/s}$ ).

g) Relativgeschwindigkeiten  $\bar{U}$  und  $\bar{V}$

Bis auf die ersten sechs Profile der U-Komponente sind alle U- und V-Werte bis ca. 25m Tiefe fast konstant. Pro Geschwindigkeitsprofil wurde ein mittlerer Geschwindigkeitswert der oberen 25m jeweils für U- und V-Komponente berechnet sowie die Standardabweichungen ermittelt. Die Standardabweichung wird als Fehler der Komponenten sowohl der Relativ- als auch der Absolutgeschwindigkeit angesehen. Als mittlerer Fehler ergibt sich damit für die U-Komponente  $\pm 3.6 \text{ cm/s}$  und für die V-Komponente  $\pm 2.6 \text{ cm/s}$ . Für die ersten sechs Profile der U-Komponente ist die Annahme der Standardabweichung von einem mittleren Profil als Fehler ungeeignet, da sie in den oberen 25m schon eine starke Scherung zeigen. Es kann hier keine Aussage über einen Fehler gemacht werden. Die extremen Fehler sind bei der U-Komponente (ohne die ersten sechs Pro-

file)  $\pm 8.1 \text{ cm/s}$  bei Profil 10 und  $\pm 0.7 \text{ cm/s}$  bei Profil 57. Für die V-Komponente ergibt sich  $\pm 5.4 \text{ cm/s}$  für Profil 10 und  $\pm 0.3 \text{ cm/s}$  für Profil 7.

#### h) Meteorologische Daten

Die meteorologischen Daten, insbesondere latenter und sensibler Wärmefluß, langwellige und kurzwellige Ausstrahlung, Windschubspannung und Lufttemperatur sind mit einem relativen prozentualen Fehler von  $\pm 20\%$  pro Meßwert belastet. Die kurzwellige und langwellige Einstrahlung haben einen Fehler von  $\pm 5\%$  auf der Tagessumme. Alle meteorologischen Daten stammen aus vorläufigen Daten und sind noch nicht veröffentlicht.

In Tabelle 4 sind die absoluten und relativen Fehler der Daten in einer Liste zusammengefaßt.



## 5. Deckschichtmodelle

Die Untersuchungen des Phänomens der ozeanischen Deckschicht wurden durch die grundlegende Arbeit von EKMAN (1905) beschleunigt. Doch das erste realistische Modell, das die Schichtung mit einbezog, wurde erst von MUNK und ANDERSON (1948) entwickelt. Sie erhielten mit Austauschkoefizienten für Viskosität und Wärmeleitung in Abhängigkeit von vertikalen Gradienten der Strömungsgeschwindigkeit und der Temperatur stationäre Lösungen für die Tiefe und die Form der Temperatursprungschicht. Da selbst heute Messungen der Stromscherung innerhalb der Ekman-Schicht mit genügender Genauigkeit schwer zu realisieren sind, andererseits aber die Stromscherung für das Modell von Munk und Anderson bekannt sein muß, um die Koefizienten zu bestimmen, entwickelten KRAUS und TURNER (1967) einen anderen Ansatz. Die Deckschicht wurde als homogen angenommen. Wärmezufuhr an der Oberfläche und durch 'Entrainment' am unteren Rand in die Deckschicht beförderte Wassermassen werden sofort gleichmäßig über die gesamte Deckschicht verteilt. Sie erhielten zeitabhängige Lösungen bei variabler Wärmezufuhr aus der Atmosphäre und konstanter Energiezufuhr durch die Windschubspannung und konnten qualitativ den jährlichen Gang der Temperatursprungschicht erklären. DENMAN (1973) entwickelte das Modell von Kraus und Turner weiter. Er verallgemeinerte das Modell durch eine ebenfalls variable Energiezufuhr durch die Windschubspannung. Sein Modell ist speziell geeignet für Zeitskalen von einem Tag bis zu mehreren Wochen. POLLARD, RHINES und THOMPSON (1973) argumentierten, daß die Windschubspannung Trägheitsschwingungen anregt, die

eine mittlere Geschwindigkeit der Deckschicht zur Folge haben. Die Scherung dieser mittleren Geschwindigkeit liefert die Energie zur turbulenten Vermischung innerhalb der Deckschicht. Die Zeitskala, in der diese Vorgänge relevant sind, reicht bis zu einem halben Pendeltag.

NIILER (1975) vereinigt in seinem Modell mit wenigen Veränderungen das Modell von Pollard, Rhines und Thompson und das Modell von Denman. Er weist darauf hin, daß für Zeitskalen von wenigen Stunden bis zu einem Tag die Argumentation von Pollard, Rhines und Thompson richtig ist, während für größere Zeitskalen das Modell von Denman bzw. Kraus und Turner die bessere Beschreibung der Deckschichtänderungen liefert. Da es am Äquator keine Trägheitsschwingungen gibt und die Dauer der Triftstation etwa eine Woche (8 Tage) beträgt, scheint das Modell von Denman am besten geeignet, die Äquatoriale Deckschicht während der Triftstation zu beschreiben. In dem folgenden Kapitel 7 muß die Anwendbarkeit des Modells von Denman auf diesen Datensatz geprüft werden. Dazu ist es erforderlich, die einzelnen Voraussetzungen des Modells in Bezug auf die Deckschicht der Triftstation zu prüfen.

Bei Denman werden folgende Voraussetzungen gemacht:

1. fester Meßort
2. Inkompressibilität
3. Boussinesq-Approximation
4. stabile Schichtung unterhalb der Deckschicht
5. Ozean ist horizontal homogen
6. alle dynamischen Effekte von Schwere-, Trägheits- und Rossby-Wellen werden vernachlässigt

7. Deckschicht ist homogen
8. Wärmezufuhr und Zufuhr mechanischer Energie werden in sehr kleinen Zeitskalen gleichförmig über die gesamte Deckschicht verteilt
9. Energie zur turbulenten Vermischung wird nur durch die Windschubspannung geliefert

6. Das Koordinatensystem

Messungen, Berechnungen und Formeln beziehen sich auf folgenden Koordinatensystem:

X-Achse: positiv nach Osten

Y-Achse: positiv nach Norden

Z-Achse: positiv zum Erdmittelpunkt.

## 7. Die Äquatoriale Deckschicht (1.8.1974-8.8.1974)

Einen Überblick über die physikalischen Verhältnisse in den oberen 110m des äquatorialen Atlantiks zeigen die Abbildungen 4 bis 6.

### 7.1 Charakteristische Eigenschaften der Temperatur- und Dichteprofile

Einen genaueren Überblick verschafft Abbildung 7. Es werden alle Temperatur- und alle Dichteprofile in jeweils einem Koordinatennetz gezeigt. Das Auffälligste daran sind die beiden Profilbündel mit unterschiedlichen charakteristischen Eigenschaften. Ein Bündel wird charakterisiert durch eine fast homogene Deckschicht bis ca. 55m Tiefe. Das andere zeigt nur eine Deckschichtdicke von 25 bis 30m. Es ist noch eine dritte charakteristische Eigenschaft zu erkennen, diese hat jedoch nicht eine Bündeleigenschaft. Es sind Einzelprofile mit wesentlich höherer Temperatur an der Oberfläche und nur einer geringen Deckschichtdicke von ungefähr 10m. Auch der anschließende Gradient in der Dichte und in der Temperatur ist deutlich stärker als die Gradienten in den Profilen mit einer Deckschicht bis 30m Tiefe. Gut zu erkennen ist auch eine wärmere, leichtere Deckschicht bis ca. 25m in dem zuerst beschriebenen Profilbündel. Diese wärmere und leichtere Deckschicht ist ausschließlich auf den Tagesgang der solaren Einstrahlung bzw. den Tagesgang von Wärmezufuhr und Wärmeabgabe zurückzuführen.

Im folgenden wird unter dem Begriff Deckschicht diejenige Art von Deckschicht verstanden, die durch den Tagesgang der Tem-

peratur und den Wind entsteht bzw. beeinflusst wird.

## 7.2 Charakteristische Eigenschaften der Salzgehaltsprofile

Im Prinzip zeigt sich bei den Salzgehaltsprofilen die gleiche Typisierung (Abb.7). Der Salzgehalt am Äquator ist jedoch ein wichtiger Indikator für den Einfluß des Unterstroms in der äquatorialen Deckschicht, in deren unteren Teil er sich durch einen Bereich maximalen Salzgehaltes auszeichnet. Merkbliche Änderungen im Salzgehalt können nur durch starke Verdunstung an der Oberfläche, durch Advektion oder durch Vermischung herbeigeführt werden. Im Meßgebiet am Äquator gebührt der Advektion und der Vermischung durch den Unterstrom die größere Aufmerksamkeit.

## 7.3 Charakteristische Eigenschaften der Geschwindigkeitsprofile

Es wurde schon angedeutet, daß die Geschwindigkeitsprofile relativ zur frei triftenden Boje gemessen wurden. Abbildung 8 zeigt alle U-Profile und alle V-Profile in jeweils einem Koordinatennetz. Im Gegensatz zu den Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteprofilen läßt sich hier nicht eine eindeutig unterschiedliche Struktur erkennen. Wichtig hingegen ist die einheitliche Bündelung bis ca. 25m Tiefe im Hinblick auf die Trift der meteorologischen Boje und der Vermutung, die Boje habe sich die gesamte Triftstation über im gleichen Wasserkörper befunden.

#### 7.4 Richardson-Zahlen

Für das Verständnis der dynamischen Vorgänge innerhalb und unterhalb der Deckschicht ist das Berechnen von Gradient- und Overall-Richardson-Zahlen von großem Nutzen. Sie bieten ein Kriterium für die Existenz von turbulenter kinetischer Energie, die vorhanden sein muß, um turbulente Vermischung stattfinden zu lassen. Sie geben einen Einblick in das Verhältnis Schichtung zu Scherung. Die Formel für die Gradient-Ri-Zahl lautet:

$$Ri_g = (g/\bar{\rho}) \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left( \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} \right)^2$$

Bei der praktischen Berechnung nähert man die Differentiale durch die Differenzen an und erhält

$$Ri_g = (g/\bar{\rho}) \frac{\Delta \rho}{\Delta z} / \left( \frac{\Delta \vec{v}}{\Delta z} \right)^2 \quad \text{oder}$$

$$Ri_g = (g/\bar{\rho}) \frac{\Delta \rho \Delta z}{(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2}$$

wenn man  $\vec{v}$  durch die Komponenten u und v ersetzt. Hierbei

- sind
- g: Erdbeschleunigung (hier am Äquator)
  - $\bar{\rho}$ : mittlere Dichte zwischen den Meßpunkten
  - $\Delta \rho$ : Dichtedifferenz zwischen den Meßpunkten
  - $\Delta z$ : Tiefendifferenz ( $\sim$  Druckdifferenz)
  - $\Delta u, \Delta v$ : Differenzen der Komponenten der Stromgeschwindigkeit zwischen den Meßpunkten.

In Anbetracht der vorher schon erwähnten Fehler wurde eine

Fehlerrechnung für jede berechnete Ri-Zahl gemacht, da bei kritischen Werten für die Ri-Zahl und ungenügender Kenntnis der Fehlergrenzen leicht Trugschlüsse gezogen werden. Die Fehlerrechnung wird in Anhang C beschrieben. Abbildung 5c zeigt das Isoplethendiagramm für die Gradient-Ri-Zahlen, berechnet mit nur geringem  $\Delta z$  und minimal 2dbar Druckdifferenz. Es zeigt einen Überblick über die Struktur der Ri-Zahlen-Verteilung. Genauere Ri-Zahlen und somit eine bessere Information erhält man, wenn man die Druckdifferenz in die Größenordnung von 7 bis 10dbar oder noch größer bringt. Tabelle 5 zeigt die Ri-Zahlen aller Profile. Trennt man die Profile nach den in 7.1 getroffenen Kriterien, so haben die Profile 33 und 34 eine trennende Eigenschaft, denn für beide Profile ergibt die Overall-Ri-Zahl einen Wert größer als 1. Große Fehler ergeben sich bei der Berechnung der Gradient-Ri-Zahlen dieser beiden Profile. Sie sind bis auf eine Ausnahme mit Fehlern größer oder gleich 100% belastet. Um die numerische Berechnung zuzulassen, wurde die Schranke für die Geschwindigkeitsdifferenz aufgehoben (die numerische Berechnung einzelner Ri-Zahlen wurde davon abhängig gemacht, ob  $\Delta p$ ,  $\Delta z$  und  $(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2$  bestimmte Schranken nicht überschreiten, um von Anfang an unsinnige Werte für die Ri-Zahlen auszuschließen). Bei der Berechnung der Ri-Zahlen stellte sich heraus, daß zufriedenstellende Fehlergrenzen nur durch Vergrößern der Tiefendifferenz zu erreichen sind. Die kleinsten Fehlergrenzen ergaben sich für  $\Delta z = 30\text{m}$ . Da der Tagesgang der Wärmezufuhr bis in etwa diese Tiefe eindringen kann (siehe Kap.9) muß eine Ri-Zahl, über 30m Tiefendifferenz berechnet, schon als 'Bulk-



Ri-Zahl' angesehen werden. Bulk-Zahlen geben auch einen Einblick in die energetischen Verhältnisse innerhalb der Deckschicht. Meist liegt die untere Grenze bei der Berechnung tiefer als 30m, so daß auch über den unteren Rand der vom Tagesgang beeinflussten Deckschicht eine Aussage gemacht werden kann. TURNER (1973) weist darauf hin, daß Bulk-Ri-Zahlen nicht unbedingt kleiner oder gleich 0.25 sein müssen, um anzuzeigen, daß genügend Energie aus der Stromscherung vorhanden ist, um Turbulenz aufrecht zu erhalten, wenn sich Schichtung und Scherung auf ein geringes  $\Delta z$  innerhalb der Schicht konzentrieren. Treten berechnete Overall-Ri-Zahlen kleiner oder gleich 0.25 auf, so ist dies beim Vorhandensein der Stromscherung des Unterstromes ein sicherer Hinweis auf turbulente Vermischung zwischen Wassermassen aus dem Unterstrom und Wassermassen der Deckschicht (siehe auch das TS-Diagramm Abb.9). Außer bei Profil 2, 5 und 14 liegen die Werte alle unter 0.25 bis zum Profil 21. Der Meßbereich bei Profil 5 reichte nicht aus bei der vorgegebenen  $\Delta z$ -Schranke von 30m, so daß nur die Overall-Ri-Zahl berechnet wurde (overall bedeutet hier und für alle Profile: Berechnung der Ri-Zahl vom obersten zum untersten Meßpunkt eines Profils). Von Profil 22 an liegen die Werte außer für Profil 29 und 32 alle über 0.25. Die Profile 33 und 34 haben den oben beschriebenen trennenden Charakter mit Ri-Zahlen größer als 1. Die Werte in den Profilen 35 bis 39 über die vom Tagesgang beeinflusste Deckschicht sind bei den angegebenen relativen Fehlern als sehr unsicher anzusehen. Betrachtet man hier die Ri-Zahlen unterhalb der Deckschicht und die Overall-Ri-Zahlen, so

müßten diese unsicheren Werte wegen der Größe der Overall-Ri-Zahlen und der geringen Werte der Ri-Zahlen unterhalb der Deckschicht größer als 0.25 sein. Von Profil 40 ab streuen die Ri-Zahlen in und unterhalb der Deckschicht. Sie sind einmal größer und einmal kleiner als 0.25. In dieser (etwa von Profil 35 an) vom Unterstrom nicht beeinflussten Deckschicht können kleine Ri-Zahlen innerhalb der Deckschicht auch durch die Scherung der mittleren Strömung in der Ekman-Schicht auftreten.

#### 7.5 Advektion und Vermischung in der Schicht von 0 bis 25m

Da während der Triftstation keine Advektionsmessungen gemacht wurden, muß man zur Abschätzung der Advektionsterme andere Daten heranziehen. Zur Abschätzung der Advektion in zonaler Richtung bietet sich der XBT-Schnitt vom 9.8. um 07.30 bis zum 10.8. um 15.00 direkt auf dem Äquator von  $34^{\circ}\text{W}$  bis  $28^{\circ}40,3'\text{W}$  an. Es wurden je ein Mittel der positiven und negativen Temperaturgradienten in zonaler Richtung in 20m Tiefe berechnet. Temperaturgradienten oberhalb 20m sind kleiner als die Temperaturgradienten in 20m. Als repräsentativ für die Schicht von 0 bis 25m werden die Temperaturgradienten in 20m Tiefe angesehen. Verwendet man die bis 25m gemittelten U- und V-Komponenten als Advektionsgeschwindigkeiten, so kann man eine Aussage über die horizontale Advektion in der Schicht von 0 bis 25m machen. Die Advektionsgeschwindigkeiten wurden für Profil 1 bis 33, 34 bis 57 als auch für die gesamte Triftstation gemittelt. Die mittleren meridionalen Temperaturgradienten erhält man aus den Meridional-Schnitten, die mit RV

'COLUMBUS ISELIN' mehrfach vom 26.7. bis zum 17.8. auf  $28^{\circ}\text{W}$  und  $29^{\circ}\text{W}$  gemessen wurden (siehe Literaturverzeichnis Nr. 3). Die meridionalen Temperaturgradienten sind alle positiv. Tabelle 6 zeigt Gradienten, Geschwindigkeiten und die Advektionsterme.

Die mittlere Amplitude des Tagesganges der Temperatur beträgt in 4.60m Tiefe  $\pm 0.14^{\circ}\text{C}$ , in 20.30m Tiefe  $\pm 0.07^{\circ}\text{C}$  und in 22.30m Tiefe nur noch  $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$  (siehe Abb.18). Daraus und aus Tabelle 6 ist ersichtlich, daß von Profil 1 bis Profil 33 die horizontalen Advektionsterme nicht gleich oder größer als die Amplitude des Tagesganges sind, daß jedoch von Profil 34 bis Profil 57 ab 20m und tiefer die horizontalen Advektionsterme in die Größenordnung der Amplitude des Tagesganges kommen. In Bezug auf die U-Komponente nehmen die Profile 1 bis 6 eine Sonderstellung ein, denn die U-Komponenten sind in diesen Profilen bis 25m nicht konstant, sondern sie zeigen eine beachtliche Scherung, so daß die Berechnung eines mittleren Profils nicht sinnvoll ist. Auf Grund der Scherung und der Beobachtung, daß die Boje während dieser sechs Profile die Spitze nach Westen neigte, muß man einen starken Einfluß der zonalen Advektion annehmen. Setzt man die mittlere U-Komponente in 20m Tiefe als Advektionsgeschwindigkeit an ( $u=7.5\text{ cm/s}$ ), so ergibt sich ein Wert von  $0.111^{\circ}\text{C}/18\text{h}$  für den zonalen Advektionsterm. Damit läßt sich aber ein Abnehmen der mittleren Temperatur der Schicht bis 20m über den Zeitraum von 18 Stunden (6 Profile) um  $0.256^{\circ}\text{C}$  nicht erklären, zumal auch der meridionale Advektionsterm ( $v=-4.9\text{ cm/s}$  für die ersten sechs Profile, aber keine negativen meridionalen Tem-

peraturgradienten) keinen Beitrag bringt. Diese Änderung läßt sich dann nur noch auf vertikale Advektion oder vertikale Vermischung von unten zurückführen.

Betrachtet man das TS-Diagramm der Meßpunkte von 0 bis 30m aller Profile (Abb.9), so erkennt man deutlich drei Wassermassen:

- 1.Wassermasse: Deckschichtwasser     $26.50^{\circ}\text{C}$ ,  $35.58^{\circ}/\text{oo}$
- 2.Wassermasse: Unterstromwasser     $25.45^{\circ}\text{C}$ ,  $35.78^{\circ}/\text{oo}$
- 3.Wassermasse: Deckschichtwasser     $26.00^{\circ}\text{C}$ ,  $35.68^{\circ}/\text{oo}$

Punkte zwischen den oben bezeichneten Wassermassen stellen Mischungen zwischen diesen dar. Jedoch können Mischungen von Typ 1 mit Typ 3 wegen des räumlichen und zeitlichen Unterschiedes im Auftreten ausgeschlossen werden, denn Typ 1 tritt nur am 1.8. und am Anfang des 2.8. auf, während Typ 3 nur ab dem 5.8. vorhanden ist. Durch die Punkte lassen sich gut zwei Vermischungsgeraden legen. Mit Hilfe der Abschätzung der Salzgehaltsadvektion in der Schicht von 0 bis 25m kann man nachweisen, daß von Profil 1 bis zum Profil 33 das Deckschichtwasser durch vertikale Vermischung mit Unterstromwasser abgekühlt und der Salzgehalt erhöht wird. Die horizontalen Salzgehaltsgradienten, ebenfalls aus den Meridionalschnitten bei  $28^{\circ}\text{W}$  und  $29^{\circ}\text{W}$  abzulesen, sind alle negativ. Da die V-Komponenten alle negativ sind, bedeutet dies, daß nur Wasser mit geringerem Salzgehalt advektiert werden kann. Der Salzgehalt in der Deckschicht steigt aber stetig bis zum Profil 33 an (siehe Abb.17). Daraus ist zu schließen, daß die Vermischung nicht meridional, sondern zonal und hauptsächlich vertikal

von unten erfolgt, wie die Ri-Zahlen während dieser Phase bestätigen. Über die vertikale Advektion kann keine Aussage gemacht werden. Es ist jedoch bei dem theoretisch kleinen Wert für  $w$  anzunehmen, daß die vertikale turbulente Vermischung von unten eine größere Rolle spielt.

Das starke Ansteigen der Temperatur der Deckschicht und das schnelle Abnehmen des Salzgehaltes ab Profil 33 läßt sich durch meridionale Advektion erklären, d.h. die Boje trifftet ab hier stärker nach Norden als nach Westen und verläßt damit den Einflußbereich des Unterstromes. Die mittlere Advektionsgeschwindigkeit in zonaler Richtung beträgt von Profil 32 bis Profil 37  $+2.2\text{cm/s}$  und in meridionaler Richtung  $-9.5\text{cm/s}$ . Mit dem maximalen meridionalen Temperaturgradient von  $2.1 \cdot 10^{-7}^{\circ}\text{C/cm}$  ergibt sich der meridionale Advektionsterm zu  $-0.129^{\circ}\text{C/18h}$ . Dieser Wert reicht aber nicht aus, um ein Ansteigen der Deckschichttemperatur vom Profil 32 bis zum Profil 37 um  $+0.24^{\circ}\text{C}$  erklären zu können. Dabei ist aber zu beachten, daß der Gradient lediglich zur Abschätzung des meridionalen Advektionsterms bei  $28^{\circ}\text{W}$  bzw.  $29^{\circ}\text{W}$  gemessen wurde. Es ist durchaus anzunehmen, daß bei der Position von Profil 33 ( $33^{\circ}27.5'\text{W}$ ) ein entsprechend großer meridionaler Temperaturgradient vorhanden war, um den Temperaturanstieg zu erklären. Das Abtriften der Boje nach Norden läßt sich vielleicht durch ein kräftiges Zunehmen der Windschubspannung am 5.8. mit einem Maximum um 18.00 Uhr erklären, zumal der Wind aus  $170^{\circ}$  wehte.

Abschließend muß noch erwähnt werden, daß mit Advektionsraten, die größer sind als die Amplitude des Tagesganges, unterhalb von 25m gerechnet werden muß. Die maximalen Advektionsgeschwind-

igkeiten sind  $u=13.3\text{cm/s}$  bei Profil 44 und  $v=-15.5\text{cm/s}$  bei Profil 11. Daher muß man kurzzeitige (3 bis 6 Stunden) Advektionsraten innerhalb der Schicht bis 25m annehmen, die ebenfalls in der Größenordnung der Amplitude des Tagesganges liegen.

#### 7.6 Änderungen in der Deckschicht (vom 1.8. bis zum 8.8.)

Die Deckschicht am Äquator kann durch folgende Einflüsse verändert werden. Sieht man von der horizontalen Advektion ab, gerechtfertigt durch das freie Triften der Boje, so kann sie hauptsächlich durch die solare Einstrahlung mit Tagesgang und den Wind beeinflusst werden. Änderungen aus dem Ozean selbst können dann nur noch durch vertikale Advektion und Vermischung von unten in der Deckschicht vorkommen, wobei der Äquatoriale Unterstrom mit seiner starken Stromscherung eine bedeutende Rolle spielt.

Aus den in den Punkten 7.1, 7.2 und 7.3 beschriebenen charakteristischen Eigenschaften der Profile kann man auf zwei verschiedene Phasen des Zustandes der Äquatorialen Deckschicht schließen.

In der ersten Phase von Profil 2 (1.8. 15.00) bis Profil 33 (5.8. 12.00) ist der Einfluß des Unterstromes auf die Deckschicht deutlich zu sehen. Dies belegen auch die Abbildungen 10 bis 14, die die Profile des jeweiligen Tages zeigen. Phase 1 muß man jedoch noch einmal aufteilen, denn die Profile des ersten Tages zeigen nur eine geringe Deckschichtdicke bis ca. 10m Tiefe. Aus den dazu gehörenden Profilen der U-Komponente und Ri-Zahlen läßt sich auf zonale Advektion und turbulente

Vermischung oberhalb 25m durch den Unterstrom schließen. Der anschließende starke vertikale Gradient in der Temperatur und die große Scherung über die gesamten Profile und nicht zuletzt die starke Zunahme des Salzgehaltes bestätigen dies. Verfolgt man die Entwicklung der Profile an den folgenden Tagen mit der Ausbildung einer Deckschicht bis ca. 25m, deren Salzgehalt bis zum 3.8. stetig zunimmt, und zieht man U-Komponente und Ri-Zahlen in Betracht, so kann man diese Veränderungen nur auf turbulente Vermischung von Wasser aus dem Unterstrom und restlichem Deckschichtwasser zurückführen. Die Energie zur andauernden Vermischung ist offenbar turbulente kinetische Energie aus der starken Strömscherung des Unterstromes. Aus den Abbildungen der V-Komponenten am ersten, zweiten und dritten Tag erkennt man, daß die V-Komponenten kaum Scherung zeigen und nur wenig verschieden von 0 sind. Während noch am 1.8. eine leicht nördliche Komponente zu finden ist, zeigt sich am 2.8. keine bevorzugte Richtung. Am 3.8. und am 4.8. liegt die Schicht stärkster Scherung der U-Komponente schon unterhalb 25m. Es entwickelt sich langsam wieder eine Deckschicht sowohl im Salzgehalt als auch in der Temperatur. Ri-Zahlen kleiner als 0.25 sind hier nur unterhalb 30m zu erkennen. Die ersten vier Profile des 5.8. gehören noch zur ersten Phase und haben deshalb die gleiche charakteristische Eigenschaft wie die Profile des 4.8. Dann erkennt man einen abrupten Wechsel der charakteristischen Eigenschaften der Profile von Profil 32 ab bis zum Profil 34 innerhalb von sechs Stunden. Jetzt beginnt die zweite Phase. Am Anfang des 5.8. zeigt sich unterhalb 50m eine starke süd-

liche Komponente in der Strömungsgeschwindigkeit. Die Boje trifftet in sechs Stunden ungefähr 15sm fast direkt nach Norden. Sie verläßt den direkten Einflußbereich des Unterstromes. Belegt wird dies durch die Salzgehaltsprofile. Innerhalb von sechs Stunden 'fällt' die Schicht des stärksten Salzgehaltsgradienten von ca. 35m auf 60m Tiefe. Auch die Profile der Temperatur und der U-Komponente zeigen ein solches Absteigen der Gradientschicht. An dieser Stelle wechselt die Boje 'ihren' Wasserkörper, denn in den darauf folgenden Profilen befindet sich ein anderer Wasserkörper in der Deckschicht mit etwas höherer Temperatur aber wesentlich geringerem Salzgehalt. Die Profile der U-Komponente zeigen jetzt eine geringe aber konstante Scherung fast über die gesamte Meßtiefe. Stark ändert sich der Charakter der Profile der V-Komponente am 6.8. Während bis ca. 25m keine Richtung bevorzugt wird, entwickelt sich zwischen 30 und 65m ein intermediäres Extremum mit nördlicher Komponente. Direkt darunter nimmt die Scherung in der Strömung zu und unterhalb 70m herrscht eine südliche Komponente vor. Das Extremum mit nördlicher Komponente liegt über der starken Scherungsschicht in der U-Komponente des Unterstromes. Es entwickelt sich wahrscheinlich durch das Aufgleiten des Südäquatorialstromes auf den Unterstrom während des 5.8. Ein solches Aufgleiten des Südäquatorialstromes auf den Unterstrom wurde auch an anderen Mesorten während der zweiten Phase des Gate-Experimentes beobachtet (siehe Literaturverzeichnis Nr. 2). Die meteorologische Boje behält bis zum Ende der Triftstation den Wasserkörper, in den sie am 5.8. getriftet ist, bei. Die Struktur der Profile der V-Kom-



ponente mit dem intermediären Extremum der nördlichen Komponente bleibt, wenn auch schwächer werdend, bis zum 8.8. erhalten. Sehr gut läßt sich am 7.8. das Bilden einer Deckschicht unter dem Einfluß von solarer Einstrahlung und Wind beobachten. Eine ziemlich konstante Scherung in der U-Komponente bleibt wie beim 6.8. auch am 7.8. und am 8.8. bestehen. Man kann hier die Anteile von Unterstrom und Südäquatorialstrom nicht trennen. Am 8.8. scheint sich der Einfluß des Unterstromes wieder zu verstärken. Das Aufsteigen der Schicht des stärksten Salzgehaltsgradienten und vor allem des Temperaturgradienten deuten dies an. Die Schicht des stärksten Temperaturgradienten steigt in 15 Stunden von 75m auf 55m Tiefe. Allerdings könnte dieser Effekt auch auf interne Wellen zurückzuführen sein.

Einen Überblick über die Änderungen in der Deckschicht vom 1.8. bis zum 8.8. zeigt Abbildung 15.

Zusammenfassend kann man die physikalischen Verhältnisse in der Äquatorialen Deckschicht vom 1.8. bis zum 8.8. in zwei Phasen einteilen.

Die erste Phase reicht vom 1.8. bis zum Profil 33 (5.8. 12.00). Sie ist gekennzeichnet durch den Einfluß des Unterstromes in der Deckschicht. Ermacht sich durch ein stetiges Erhöhen des Salzgehaltes als auch durch ein dem Tagesgang der Temperatur überlagertes stetiges Abnehmen der Deckschichttemperatur bemerkbar. Die  $Ri$ -Zahlen unterhalb und innerhalb der Deckschicht während der ersten Phase sowie die gegen die Amplitude des Tagesganges der Temperatur vernachlässigbar kleinen horizontalen Advektionsterme zeigen, daß dies hauptsächlich

durch vertikale turbulente Vermischung von Unterstromwasser mit Deckschichtwasser bewirkt wird.

In der zweiten Tageshälfte des 5.8. ist der Übergang zur zweiten Phase durch ein starkes Ansteigen der Deckschichttemperatur sowie durch ein schnelles Abnehmen des Salzgehaltes in der Deckschicht zu erkennen. Die Boje trifftet nach Norden ab und gerät aus dem Wirkungsbereich des Unterstromes in ein Gebiet mit anderer Profilstruktur.

Der Zeitraum vom 6.8. bis zum Ende der Messungen am 8.8. wird als die zweite Phase angesehen, gekennzeichnet im Gegensatz zur ersten Phase durch das Fehlen des Einflusses des Unterstromes in der Deckschicht. Temperatur und Salzgehalt sind auch unterhalb der vom Tagesgang beeinflussten Deckschicht ziemlich homogen bis in eine Tiefe von ungefähr 50m. Erst dann schließt der starke Gradient an. Längerfristige Schwankungen von Temperatur und Salzgehalt als die des Tagesganges sind nicht erkennbar. Im Gegensatz zur ersten Phase muß jedoch mit horizontalen Advektionstermen in der Größenordnung der Amplitude des Tagesganges schon unterhalb 20m gerechnet werden.

## 8. Anwendbarkeit des Deckschichtmodells von Denman

Nachdem in Kapitel 7 die Deckschicht beschrieben worden ist, kann man nun die in Kapitel 5 angegebenen Voraussetzungen zur Anwendung des Modells von Denman überprüfen. Das Modell beschreibt das zeitliche Verhalten der Deckschicht an einem Punkt. Diese Voraussetzung ist scheinbar nicht gegeben, denn die Boje verdriftet stetig während der Triftstation. Jedoch konnte in Kapitel 7 gezeigt werden, daß die Boje im Zeitraum vom 1.8. bis zum Morgen des 5.8. sich im gleichen Wasserkörper befand. Dann wurde sie in ein Gebiet mit anderer Profilstruktur (in Bezug auf die Deckschicht) verdriftet, blieb dann bis zum Ende der Messungen in diesem. Damit ist die erste Bedingung nur in zwei Teilabschnitten erfüllt, nicht aber über den gesamten Zeitraum.

Die Voraussetzungen 2 bis 7 werden für ein Modell immer gemacht werden müssen, um ein mathematisch nicht zu kompliziertes Modell zu entwickeln. Turbulente Vorgänge zum Beispiel, die für das schnelle Verteilen von Wärme und mechanischer Energie verantwortlich sind, können auch mit der heutigen Meßtechnik nicht in befriedigender Genauigkeit erfaßt werden. Diese Größen müssen geeignet parametrisiert werden. Andere ebenfalls meßtechnisch nicht erfassbare Größen wie zum Beispiel Kompressibilität werden vernachlässigt.

Die wichtigsten Bedingungen, die erfüllt sein müssen, wenn die Anwendung des Modells von Denman sinnvoll sein soll, sind einmal die Vernachlässigbarkeit von advektiven Effekten in der Deckschicht und die Bedingung, daß die Energie zur turbulenten Vermischung innerhalb der Deckschicht nur durch

die Windschubspannung zugeführt wird. In der ersten Phase der Triftstation ist die horizontale Advektion bis auf die ersten sechs Profile vernachlässigbar klein bis in eine Tiefe von 25m. In der zweiten Phase treten besonders am 5.8. und am 6.8. kurzzeitige nicht zu vernachlässigende horizontale Advektionen von Wärme schon in Tiefen geringer als 25m auf. Nur der 7.8. bleibt bis in diesen Tiefenbereich advektionsfrei. Bedingung 8 ist zwar für die erste Phase bis auf die ersten sechs Profile erfüllt, aber am 5.8. und am 6.8. ist der Einfluß von horizontaler Advektion von Wärme in der Deckschicht relevant.

Im Kapitel 7 wurde gezeigt, daß der Einfluß des Unterstromes in der Deckschicht während der ersten Phase dominierend ist. Die starke Stromscherung innerhalb der Deckschicht als äußere Energiequelle erzeugt zusätzlich turbulente Energie zur Vermischung innerhalb der Deckschicht. Da die Scherung auch über die Unterkante der Deckschicht reicht, wird dort durch Entrainment wesentlich kälteres Wasser aus dem Bereich des Unterstromes in die Deckschicht vermischt, so daß der Deckschichtcharakter verlorengeht und eine stabile Schichtung zwischen restlichem warmem Deckschichtwasser an der Oberfläche und dem Unterstromwasser entsteht. Diese Situation zeigen die ersten sechs Profile. Danach nimmt der Einfluß des Unterstromes ab, und die Schicht stärkster Stromscherung sinkt ab. Bis zum 4.8. ist die Bedingung 9 nicht erfüllt. Am 4.8. ist die Stromscherungsschicht bis 35m abgesunken, so daß die vom Tagesgang beeinflusste Deckschicht nicht vom Unterstrom beeinflusst wird.

In der zweiten Phase ist der Einfluß des Unterstromes im Tiefenbereich der vom Tagesgang beeinflussbaren Schicht nicht vorhanden.

Es bleiben nur der 4.8. und der 7.8., an denen die Voraussetzungen für eine sinnvolle Anwendung des Modells von Denman ausreichend gegeben sind. Da die beiden Tage nicht aufeinander folgen und zudem in Zeiträumen liegen, in denen verschiedene Profilstrukturen vorherrschen, scheint es nicht sinnvoll zu sein, das Modell von Denman anzuwenden, um das zeitliche Verhalten der äquatorialen Deckschicht während der Triftstation zu beschreiben.

Dies gilt ebenfalls für alle anderen im Kapitel 5 angesprochenen eindimensionalen Deckschichtmodelle.

## 9. Wärmebilanz

Unter Vernachlässigung von advektiven Effekten und turbulenter Diffusion im Meer bewirkt nur die Wärmezufuhr aus der Atmosphäre eine zeitliche Änderung (Erhöhung) des Wärmeinhaltes einer Wassersäule. Bei der Vollständigkeit des vorliegenden Datensatzes ist es ein Ziel, eine solche Wärmebilanz aufzustellen. Wie schon in den Kapiteln 7 und 8 beschrieben wurde, eignet sich nur der Zeitraum über dem 7.8., um zu prüfen, ob diese Bilanz ausgeglichen ist. Die Wärmebilanz für die beiden Phasen ermöglicht andererseits auch Aussagen über die Größe der Summe von Advektions- und Diffusionstermen. Damit kann der Einfluß des Unterstromes auf den Wärmehaushalt der äquatorialen Deckschicht beschrieben werden.

### 9.1 Definition des Wärmeinhaltes

Der Wärmeinhalt einer Wassersäule kann auf verschiedene Weise definiert werden. EMERY (1975) beschreibt die unterschiedlichen Definitionen. In diesem Kapitel wird der Wärmeinhalt einer Wassersäule definiert als das Integral über die Temperaturverteilung in einer Wassersäule mit bestimmter Tiefe.

$$(1) \quad H = \rho_0 c_p \int_0^D T(z) dz$$

Es bedeuten  $H$ : Wärmeinhalt bezogen auf  $^{\circ}\text{C}$

$\rho_0$ : mittlere Dichte der Wassersäule

$c_p$ : spezifische Wärme bei konstantem Druck

Ozeanwasser:  $c_p = 0.96 \text{ cal/g/grad (DENMAN, 1973)}$

$T(z)$ : Temperaturverteilung in Abhängigkeit von

der Tiefe

D: Integrationstiefe (meist unterer Rand der Deckschicht)

## 9.2 Erhaltungssatz für Wärmeenergie

Die Gleichung für die Erhaltung der Wärmeenergie in einem Volumen eines inkompressiblen Mediums lautet (molekulare Diffusion vernachlässigt):

$$(2) \quad \frac{\partial}{\partial t} (c_0 c_p T) + \nabla \cdot (c_0 c_p T \vec{v}) = 0$$

mit  $\vec{v}$  als Geschwindigkeitsvektor und  $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$  als Differentialoperator.

Wendet man nach Reynolds die Zerlegung des Temperaturfeldes und des Geschwindigkeitsfeldes in einen mittleren und einen fluktuierenden Teil an, so ergibt sich mit  $T = \bar{T} + T'$  und  $\vec{v} = \bar{\vec{v}} + \vec{v}'$ :

$$(3) \quad c_0 c_p \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + c_0 c_p \nabla \cdot (\bar{T} \bar{\vec{v}}) + \nabla \cdot (\bar{T}' \vec{v}') = 0$$

Die Gleichung (3) wird von 0 bis D integriert:

$$(4) \quad c_0 c_p \int_0^D \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} dz + c_0 c_p \int_0^D \nabla \cdot (\bar{T} \bar{\vec{v}}) dz + c_0 c_p \int_0^D \nabla \cdot (\bar{T}' \vec{v}') dz = 0$$

Nach der Zerlegung der Terme in horizontalen und vertikalen Teil erhält man

$$(5) \quad \rho_0 c_p \int_0^D \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} dz + \rho_0 c_p \int_0^D \nabla_h \cdot (\bar{T} \bar{\vec{v}}_h) dz + \rho_0 c_p \int_0^D \bar{w} \bar{T} dz + \rho_0 c_p \int_0^D \nabla_h \cdot (\overline{T' \vec{v}'_h}) dz + \rho_0 c_p \int_0^D \frac{\partial}{\partial z} \overline{T' w'} dz = 0$$

Der erste Term der linken Seite ist die lokale zeitliche Änderung der Temperatur integriert von 0 bis D. Der zweite bzw. dritte Term ist der horizontale bzw. vertikale Advektions-term. Der vierte Term beschreibt die horizontale turbulente Diffusion, der fünfte Term die vertikale turbulente Diffusion. Den letzten Term kann man integrieren und erhält

$$\rho_0 c_p \int_0^D \frac{\partial}{\partial z} \overline{T' w'} dz = \rho_0 c_p \overline{T' w'} \Big|_D - \rho_0 c_p \overline{T' w'} \Big|_0$$

Der erste Summand auf der rechten Seite repräsentiert den turbulenten Wärmefluß durch den unteren Rand der Deckschicht, wenn dieser als D gewählt wird. Der zweite Summand beschreibt den turbulenten Wärmefluß durch die Meeresoberfläche und kann als der Netto-Wärmeaustausch  $Q_n$  durch die Oberfläche angesehen werden.

Führt man Gleichung (1) in Gleichung (5) ein, und wendet man die aus der Inkompressibilitätsbedingung folgende Beziehung  $\nabla \cdot \vec{v} = 0$  an, so erhält man

$$(6) \quad \frac{\partial H}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial H}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial H}{\partial y} + \bar{w} H \Big|_z + \int_0^D \rho_0 c_p \left( \frac{\partial}{\partial x} \overline{T' u'} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{T' v'} \right) dz + \rho_0 c_p \overline{w' T'} \Big|_D = Q_n$$

Der Netto-Wärmefluß  $Q_n$  durch die Meeresoberfläche setzt sich folgendermaßen zusammen:

$$(7) \quad Q_n = Q_s \downarrow + Q_1 \downarrow - (Q_s \uparrow + Q_1 \uparrow + H_1 + H_s)$$



Die Bedeutung der Einzelnen Summanden wird in Tabelle 3 beschrieben.

## 9.2 Eindringtiefe des Tagesganges

Beim Eindringen des Tagesganges der Temperatur in den Ozean spielt die molekulare Wärmeleitung eine untergeordnete Rolle. Die turbulente Verteilung der Wärmeenergie innerhalb der Deckschicht ist für die Tiefe des Eindringens und für die Eindringgeschwindigkeit der wichtigste Faktor. Die Energie für diese Arbeit liefert die Windschubspannung an der Meeresoberfläche und der Stromscherungsstress an der Unterkante der Deckschicht.

Ein wesentlicher Parameter bei der Berechnung des Wärmeinhaltes einer Wassersäule nach der oben genannten Definition ist die Tiefenstufe  $D$ , bis zu der von der Oberfläche aus integriert werden soll. Sie muß etwas größer sein als die Eindringtiefe des Tagesganges, um bei der Integration jede Änderung in der Deckschicht, die von der Oberfläche ausgeht, mit berücksichtigen zu können. Die Tiefe  $D$  sollte außerdem in einer Schicht  $\Delta z$  liegen, in der sich der Temperaturgradient über eine längere Zeit nicht oder nur unwesentlich ändert, so daß Änderungen in der vom Tagesgang beeinflussten Deckschicht vom unteren Rand her ausgeschlossen werden können. Nur dann ist der Term  $\epsilon_0 \rho c_p \overline{w'T'}_D$  in der Gleichung (6) vernachlässigbar klein.

Zur Bestimmung der Eindringtiefe des Tagesganges wurden die Temperaturzeitreihen in verschiedenen Tiefen sowohl der CTD-Sonde als auch der Thermistorkette in Betracht gezogen. Die

Temperaturzeitreihen der CTD-Daten wurden aus den entsprechenden Temperaturwerten der Profile zusammengesetzt. Bei nur 56 ausgewerteten Profilen ergeben sich Zeitreihen mit zuwenig Werten, um sie in vernünftiger Weise spektral analysieren zu können. Abbildung 16 zeigt Temperaturzeitreihen der CTD-Daten von 1m bis 25m in Abständen von 4m. Auf eine Darstellung der Zeitreihe der Oberflächentemperatur wird verzichtet, da zuviele Profile nicht bei 0m beginnen und somit durch lineare Interpolation oder Auslassung der Werte eine Verfälschung der Zeitreihe in der Darstellung entsteht. Temperaturzeitreihen der CTD-Daten sind bis zu einer Tiefe von 39m verfügbar, ohne Werte durch Interpolation ergänzen zu müssen. Die Temperaturzeitreihen der Thermistorkette sind leider nur bis zu einer Tiefe von 24.30m verfügbar. Zur Berechnung der Amplitude des Tagesganges wurden die Zeitreihen der Thermistorkette mit der harmonischen Analyse bearbeitet. Abbildung 18 zeigt die Temperaturamplituden der 24h-Periode der einzelnen Tiefenstufen aufgetragen im logarithmischen Maßstab über die lineare Tiefenachse. Daraus ersieht man, daß in 22.30m Tiefe mit einer Amplitude von  $0.05^{\circ}\text{C}$  praktisch kein Tagesgang mehr vorhanden ist. In den CTD-Zeitreihen in Abbildung 16 läßt sich in 21 bzw. 25m ebenfalls kein Tagesgang mehr erkennen, zumal kurzperiodische Schwankungen auch Amplituden gleicher Größenordnung haben. In 4.60m Tiefe beträgt die Amplitude des Tagesganges  $0.14^{\circ}\text{C}$ . Abbildung 18 zeigt außerdem deutlich das Abklingen und Eindringen des Tagesganges in Form einer Exponentialfunktion. Diese hat allerdings unterschiedliche Koeffizienten für das Tiefenintervall von 4 bis 14m und

für das Tiefenintervall von 16 bis 22m. Extrapoliert man die untere Gerade in Abbildung 18, so kommt man bis 32m auf einen Tagesgang von  $0.01^{\circ}\text{C}$ , d.h. also kein weiteres Eindringen des Tagesganges in die Wassersäule. Das Extrapolieren auf diesen Wert ist sicherlich willkürlich, setzt es doch eine gleiche funktionale Abhängigkeit in der Tiefenstufe von 22 bis 32m wie in der von 16 bis 22m voraus, was mit großer Wahrscheinlichkeit nicht gilt, zumal schon in der Tiefenstufe von 4 bis 14m eine andere funktionale Abhängigkeit des Eindringens vorherrscht. Unterhalb 22m wird jedoch der Tagesgang nicht schneller eindringen und die Dämpfung eher noch stärker sein als in der Schicht darüber. Dies würde eine geringere Steigung der Geraden bedeuten, so daß das Extrapolieren der unteren Gerade einen Überblick über die maximale Eindringtiefe gibt.

### 9.3 Wärmebilanzen in der Deckschicht

Die Gleichung (1) wurde zur Berechnung der Wärmeenergie angewendet. Von den sechs Termen der Gleichung (6) können nur der Netto-Wärmeaustausch  $Q_n$  und die lokale zeitliche Änderung des Wärmeinhaltes  $\partial H / \partial t$  aus den Daten bestimmt werden, nicht aber die einzelnen Terme; Advektion wurde nicht gemessen.

Bei der Berechnung des Wärmeinhaltes mit Gleichung (1) ergibt sich ein Fehler von  $\delta H = \pm 0.01 \cdot D$  in cal, ausgehend von dem Fehler  $\pm 0.01^\circ\text{C}$  in den Temperaturwerten.

Gleichung (6) besagt, daß bei fehlender Advektion und Diffusion die Änderung des Wärmeinhaltes einer Wassersäule über einen Zeitraum gleich der Wärmezufuhr aus der Atmosphäre durch die Oberfläche in diesem Zeitraum ist. Wird der Wärmeinhalt in der Wassersäule bis zur Eindringtiefe des Tagesganges berechnet, und ist die Differenz  $\partial H / \partial t - Q_n$  ungefähr gleich 0, so kann man daraus schließen, daß Advektions- und Diffusionsterme vernachlässigbar klein sind. Ist die Differenz, die Fehlergrenzen in Betracht ziehend, merklich größer als Null, so muß durch Advektion oder turbulente Diffusion oder beides gemeinsam Wärmeenergie herbeigeführt worden sein. Bei einer negativen Differenz muß dementsprechend Wärmeenergie abgegeben worden sein. Abbildung 22 zeigt den Netto-Wärmeaustausch durch die Meeresoberfläche. In der Tabelle 7 wird die Differenz  $\partial H / \partial t - Q_n$  für den 2.8. bis zum 7.8. gezeigt, berechnet über die Zeitintervalle 72, 24 und 12 Stunden, jeweils mit dem Profil um 00.00 Uhr beginnend. Die Tiefe  $D$  der Wassersäule wurde aus dem Abschnitt 7.2 aus der Abschätzung mit 32m angesetzt. Aus der Tabelle für das Zeitintervall von 72

Stunden lassen sich wieder die beiden Phasen herausfinden. Vom 2.8. bis einschließlich dem 4.8. ist die turbulente vertikale Vermischung von unten dominierend, und es geht Wärmeenergie verloren. Vom 5.8. bis zum 7.8. wird Wärmeenergie durch Advektion unterhalb 20m zugeführt (siehe in Kapitel 7 die Einteilung in zwei Phasen und Advektionsabschätzung). Die mittlere Wärmezufuhr an einem Tag beträgt während der Triftstation  $318 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$ . In der ersten Phase gehen der Wassersäule bis 32m während drei Tagen fast das siebenfache der mittleren Wärmezufuhr an einem Tag verloren. Durch Advektion wird der Wassersäule im vergleichbaren Zeitraum in der zweiten Phase etwas mehr als dreiviertel der mittleren Wärmezufuhr zugeführt. Aus diesem Vergleich kann man die Bedeutung des Einflusses des Unterstromes innerhalb der Deckschicht, wenn dieser durch das Mäandrieren in die Deckschicht eindringt, erkennen.

Die Tabelle für das Zeitintervall eines Tages zeigt den mit der Zeit immer geringer werdenden Einfluß des Unterstroms in der ersten Phase durch das Abnehmen der Verlustrate an Wärmeenergie. Die zweite Phase zeigt einen merklichen Einfluß der Advektion am 5.8. und am 6.8. (siehe auch Kapitel 7 zur 2. Phase). Nur der 7.8. bleibt übrig als Tag, an dem Advektions- und Diffusionsterme vernachlässigbar klein sind.

Bei einem weiteren Verkleinern des Zeitintervalls gewinnen kurzzeitige lokale Störungen immer mehr an Bedeutung, wie aus der Tabelle 7 für das 12h-Intervall zu sehen ist.

Sieht man das von Advektion und turbulenter Diffusion von unten ungestörte Eindringen des Tagesganges der Temperatur

am 7.8. als den normalen Vorgang an, so folgt daraus, daß an den anderen Tagen, an denen dies nicht der Fall ist, die Tiefe, in der Gleichung (6) erfüllt ist, verschieden ist von der am 7.8., wenn die meteorologischen Verhältnisse im Tagesmittel nicht stark schwanken. Vergleichbare Tage sind der 5.8. und der 6.8. Am 5.8., mit  $Q_n = 353 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$  und  $\tau = 0.73 \text{ dyn/cm}^2$ , beträgt die Tiefe, in der  $\partial H/\partial t = Q_n$  ist, 26m. Am 6.8., mit  $Q_n = 363 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$  und  $\tau = 0.71 \text{ dyn/cm}^2$  beträgt sie jedoch nur 15m. Dieser Unterschied kann nur durch Advektion erklärt werden. Durch sie wird ebenfalls der Unterschied zum 7.8. erklärt, an dem  $Q_n = 273 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$  und  $\tau = 0.61 \text{ dyn/cm}^2$  ist, und die Tiefe D 32m beträgt. Ohne Advektionseinfluß wären bei größeren  $Q_n$  und  $\tau$  am 5.8. und am 6.8. die Tiefen größer als am 7.8. Die Tiefe, in der  $Q_n = \partial H/\partial t$  ist, läßt sich leicht durch Variieren der Integrationstiefe bei der Berechnung des Wärmeinhaltes feststellen:

Tag	2.8.	3.8.	4.8.	5.8.	6.8.	7.8.
Tiefe (dbar)	/	/	39	26	15	32

Diese Tiefen lassen sich ebenfalls mit den Argumenten aus Kapitel 7 und der Einteilung in zwei Phasen erklären. An den beiden ersten Tagen kann die Gleichung  $\partial H/\partial t = Q_n$  nicht erfüllt werden, weil durch die turbulente Vermischung mehr Wärmeenergie abgeführt wird, als durch den Tagesgang der Wärmezufuhr aus der Atmosphäre ersetzt werden kann. Am 4.8. ist der Einfluß des Unterstromes gering geworden. Die Schicht stärkster Scherung der U-Komponente ist unterhalb 35m gesunken (siehe

Abbildung 13d), so daß in der Schicht von 25 bis 35m die Advektion wieder einflußreicher wird als die turbulente Diffusion von unten. Wärmeenergie kann dadurch wieder zugeführt werden, und Gleichung (6) ist erfüllt in einer Wassersäule bis 39m Tiefe. Am 5.8. und am 6.8. wird durch Advektion Wärme zugeführt, so daß Gleichung (6) schon in einer Wassersäule mit geringerer Tiefe als die am 7.8. erfüllt ist. Die scheinbar über den gesamten Tag verteilte Wärmezufuhr durch Advektion am 6.8. ist aber eine kurzzeitige Advektion in den letzten beiden Profilen, denn die Advektionsgeschwindigkeiten liegen hier bei  $u=12.7\text{cm/s}$  und  $u=13.3\text{cm/s}$ , während die Advektionsgeschwindigkeiten in den anderen Profilen des 6.8. in der Größenordnung von 2 bis  $7\text{cm/s}$  liegen.

Am 7.8. liegt die Tiefe, in der Gleichung (6) erfüllt ist, im Bereich der abgeschätzten Eindringtiefe des Tagesganges. Dies ist der einzige Tag während der gesamten Triftstation, an dem dies der Fall ist. Abbildung 26 enthält die Zeitreihe des Wärmeinhaltes der Wassersäule bis 32m Tiefe.

10. Tagesgänge der meteorologischen Parameter und der Wassertemperatur

Die Abbildungen 19 bis 24 stellen diese Parameter dar. Den deutlichsten Tagesgang zeigt natürlich die kurzwellige Einstrahlung, die direkt vom Sonnenstand abhängig ist. Der tägliche Gang reicht von  $0 \text{ cal/cm}^2/\text{h}$  während der Nacht bis ca.  $80 \text{ cal/cm}^2/\text{h}$  bei Sonnenhöchststand (siehe Abb. 19a). Die kurzwellige Ausstrahlung des Meeres schwankt zwischen  $0 \text{ cal/cm}^2/\text{h}$  in der Nacht bis zu ca.  $3 \text{ cal/cm}^2/\text{h}$  bei Sonnenaufgang und Sonnenuntergang. Deutlich zu sehen sind diese beiden Maxima, während sonst tagsüber die Ausstrahlung geringer ist (siehe Abb. 19b). Die Ursache dafür ist die maximale Streuung des Lichtes bei Sonnenaufgang und Sonnenuntergang. Das Verhältnis  $Q_{s\downarrow}$  zu  $Q_{s\uparrow}$  beträgt etwa 27 zu 1.

Keinen deutlichen Tagesgang zeigt die langwellige Einstrahlung  $Q_{l\downarrow}$  (siehe Abb. 20a). Sie schwankt geringfügig (im Vergleich zu  $Q_{s\downarrow}$ ) mit kurzer Periode um einen insgesamt konstanten Mittelwert von etwa  $36 \text{ cal/cm}^2/\text{h}$ . Ebenfalls minimale Variationen um den Mittelwert von  $38 \text{ cal/cm}^2/\text{h}$  zeigt die langwellige Ausstrahlung des Meeres (Abb. 20b). Jedoch sind diese Schwankungen klar als Tagesgang zu erkennen. Sie sind etwa eine Größenordnung kleiner als die von  $Q_{l\downarrow}$ . Dies ist durch die Abhängigkeit von  $Q_{l\uparrow}$  von der absoluten Temperatur der Wasseroberfläche zu erklären. Dadurch fallen Schwankungen der Wassertemperatur relativ nur wenig ins Gewicht.  $Q_{l\downarrow}$  und  $Q_{l\uparrow}$  liegen in der gleichen Größenordnung, so daß als Beitrag zu  $Q_n$  wenig hinzukommt.

Es folgen nun meteorologische Parameter, die abhängig sind



von der Wassertemperatur an der Oberfläche, so daß Unterschiede zwischen erster und zweiter Phase zu sehen sind.

Der Tagesgang der Lufttemperatur in 10m Höhe liegt bis zum 5.8. bei etwa  $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ . In der zweiten Phase ist er mit ca.  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$  wesentlich größer (Abb. 24).

Der sensible Wärmefluß  $H_s$  (Abb. 21a) zeigt in der ersten Phase fast keinen Tagesgang und nimmt stetig ab. Am 6.8. und am 7.8. ist aber ein ausgeprägter Tagesgang zu erkennen. Durch die kurzzeitigen Schwankungen ist es schwer, einen Tagesgang für den latenten Wärmefluß  $H_l$  festzustellen. Diese Schwankungen sind direkt korreliert mit der Windschubspannung  $\tau$  (Abb. 21b und 23). Im Mittel nimmt  $H_l$  in der ersten Phase stetig ab und stabilisiert sich in der zweiten Phase. Die folgende Tabelle vergleicht die Tagessummen von  $H_s$  und  $H_l$ , die während der Triftstation gemessen wurden, mit Werten von Budyko für das zonale Mittel von  $0^{\circ}$  bis  $10^{\circ}\text{N}$  (DIETRICH, 1975) und mit Werten von Budyko und Jacobs für das Gebiet um  $40^{\circ}\text{W}$  am Äquator (HILL, 1966):

Tag	$H_s$ cal/cm <sup>2</sup> /day	$H_l$ cal/cm <sup>2</sup> / day
2.8.	8.77	247.62
3.8.	7.92	212.83
4.8.	8.32	206.10
5.8.	3.89	188.52
6.8.	9.01	193.11
7.8.	14.10	178.24

zonales Mittel 0° bis 10°N Budyko	$H_s$ cal/cm <sup>2</sup> /day	$H_l$ cal/cm <sup>2</sup> /day
	11	230
aus Jahresmit- tel berechnet- es Tagesmittel 0°/40°W Budyko	$H_s$ cal/cm <sup>2</sup> /day	$H_l$ cal/cm <sup>2</sup> /day
	16	156
Jacobs	-6	228

Die Daten liegen in der gleichen Größenordnung. Nur der Wert für  $H_s$  von Jacobs kann auch hier nicht bestätigt werden. Der dominierende Summand für den Netto-Wärmeaustausch  $Q_n$  durch die Meeresoberfläche ist die kurzwellige Einstrahlung aus der Atmosphäre. Sie prägt  $Q_n$  den täglichen Gang auf.  $Q_n$  schwankt zwischen -10cal/cm<sup>2</sup>/h nachts bis 70cal/cm<sup>2</sup>/h bei Sonnenhöchststand (Abb. 22). Für die tägliche Schwankung der Amplitude der Wassertemperatur an der Meeresoberfläche maßgebend sind  $Q_n$  und die Windschubspannung  $\tau$  (Abb. 23). Folgende Tabelle setzt die drei Parameter in Beziehung zueinander:

Tag	$\Delta T$ Oberfläche °C	$\tau$ Tagesmittel dyn/cm <sup>2</sup>	$Q_n$ cal/cm <sup>2</sup> /day
2.8.	±0.090	0.76	249.3
3.8.	0.139	0.58	316.2
4.8.	0.137	0.61	354.0
5.8.	0.099	0.73	353.0
6.8.	0.115	0.71	363.2
7.8.	0.112	0.61	272.5

Die Variationen der Wassertemperatur an der Oberfläche wurden den CTD-Daten entnommen, nachdem in der T-Zeitreihe in 1m Tiefe der tägliche lineare Trend eliminiert wurde. Die Windschubspannung ist für die Verteilung der aus der Atmosphäre zugeführten Wärme verantwortlich. Sie beeinflusst den Tagesgang an der Oberfläche. Ist die Windschubspannung groß, so wird die Wärme schnell nach unten vermischt, und die Temperaturschwankung an der Oberfläche wird nicht groß. Ein Beispiel dafür liefert der Vergleich des 4.8. mit dem 5.8. Bei fast gleichem  $Q_n$  aber verschiedener Windschubspannung ist die Temperaturschwankung am 5.8. kleiner als am 4.8., weil die Windschubspannung wesentlich größer ist. Der Einfluß des Unterstromes in der ersten Phase läßt sich am Tagesgang der Oberflächentemperatur nicht feststellen, denn der Tagesgang korreliert direkt mit  $Q_n$  und der Windschubspannung. Trägt man die Schwankungen  $\Delta T$  um den Mittelwert der Temperaturzeitreihe in 15m Tiefe auf, so läßt sich am 2.8. und am 3.8. kein Tagesgang mehr feststellen. Ab dem 4.8. sind die Tagesgänge jedoch wieder deutlich zu sehen. Das schnelle Zerstören des Tagesganges bis 15m am 2.8. und am 3.8. läßt sich durch die turbulente Vermischung von Unterstromwasser mit Deckschichtwasser erklären.

Der Unterschied zwischen erster und zweiter Phase des Deckschichtzustandes ist bei allen von der Oberflächentemperatur der Deckschicht abhängigen meteorologischen Parameter gut zu erkennen.

11. Einfluß der 'kalten' Deckschicht auf meteorologische Parameter

Die Wassertemperatur in der Deckschicht kann folgende meteorologische Parameter beeinflussen:

- a) sensibler Wärme flu ß
- b) latenter Wärme flu ß
- c) langwellige Ausstrahlung des Ozeans
- d) Lufttemperatur

Gering beeinflußt wird die langwellige Ausstrahlung des Ozeans, da sie von der absoluten Temperatur der Deckschicht abhängt und deswegen Schwankungen sehr gering bleiben.

Am stärksten wirkt sich das Abkühlen der Deckschicht auf den sensiblen und den latenten Wärme flu ß aus. Durch den Einfluß des Unterstromes in der Deckschicht wird diese abgekühlt, und der Salzgehalt wird erhöht (Abb. 17). Beides ergibt gleichzeitig eine Dampfdruckerniedrigung. Dabei wirkt sich die Dampfdruckerniedrigung durch die Abkühlung wesentlich stärker aus als die Dampfdruckerniedrigung durch das Ansteigen des Salzgehaltes. Einen wesentlichen Anteil an der Verdunstung hat die Windgeschwindigkeit. Die erste Phase der Triftstation zeigt wegen der oben angegebenen Gründe im Mittel ein Abfallen des latenten Wärme flusses während der ersten drei Tage. Kurzperiodische Schwankungen korrelieren mit der Windschubspannung. In der zweiten Phase dominiert eindeutig der Einfluß des Windes. Der mittlere latente Wärme flu ß stabilisiert sich. Das Minimum am 7.8. 15.00 Uhr fällt mit einem starken Minimum der Windgeschwindigkeit zusammen. Das anschließende sprunghafte Ansteigen des latenten Wärme flusses

korreliert direkt mit einem sehr starken Anstieg der Windgeschwindigkeit.

In Abbildung 24 wird die Lufttemperatur in 10m Höhe und Oberflächenwassertemperatur dargestellt. Die Lufttemperatur verringert sich in der ersten Phase mit der Wassertemperatur. In der zweiten Phase sind die Schwankungen der Lufttemperatur wesentlich größer. Nur am 5.8. um 18.00 Uhr ist die Lufttemperatur größer als die Wassertemperatur, was einen negativen sensiblen Wärme flu ß bewirkt (Abb. 21a). Abbildung 25 zeigt die Differenz Wassertemperatur-Lufttemperatur als 3h-Mittel. Dadurch wird der sensible Wärme flu ß am 5.8. von 18.00 Uhr bis 21.00 Uhr in dieser Darstellung nicht negativ.

Der sensible Wärme flu ß hat unter dem Einfluß der sich abkühlenden Deckschicht in der ersten Phase einen leicht abfallenden Trend. Die absoluten Werte sind sehr gering, und der Trend wird am 5.8. um 18.00 Uhr mit dem Erreichen des Minimums, das eine Umkehrung des sensiblen Wärme flusses darstellt, abgeschlossen. Dem Trend überlagert sind nur kleine Schwankungen. In der zweiten Phase erreichen die Schwankungen eine Größenordnung mehr und sind direkt abhängig von den Schwankungen der Lufttemperatur, die in der zweiten Phase wesentlich größer sind als in der ersten Phase.

Als Folge der Abkühlung der Deckschicht hätte man an sich einen größeren Zeitraum erwartet, in dem der von FLOHN (1972) erwähnte 'Oasis-Effekt' vorhanden ist. Tatsächlich tritt er nur am 5.8. ab 18.00 Uhr für etwa zwei Stunden auf. Dies kann auf zwei Gründe zurückzuführen sein:

1. Für den sensiblen Wärme flu ß maßgebend ist die Differenz

Wassertemperatur und der Lufttemperatur in den oberen cm der Deckschicht. Gemessen wurde aber günstigstenfalls die Temperatur in etwa einem halben Meter Tiefe. Diese ist jedoch nach FLOHN (1972) um einige Zehntel eines Grades wärmer als die Temperatur in den oberen 10cm. Dort wird das Wasser durch den latenten Wärmefluß um eben diese Differenz abgekühlt. Es kann möglich sein, daß in Wirklichkeit der sensible Wärmefluß über eine längere Zeit in der ersten Phase negativ war.

2. Die Deckschichttemperatur war nicht geringer als die Lufttemperatur, nur die Differenz hat sich wesentlich verringert und ist erst am 5.8. um 18.00 Uhr negativ geworden. Mit der stetigen Abnahme des latenten Wärmeflusses wird auch die Abkühlung in den oberen 10cm immer geringer, so daß erst nach einer längeren Zeit die Differenz zwischen Wassertemperatur und Lufttemperatur negativ wurde. Es kann durchaus der Fall sein, daß die Deckschicht wesentlich kälter werden muß als in der ersten Phase, um einen längeranhaltenden negativen sensiblen Wärmefluß aufrechterhalten zu können.

## 12. Zusammenfassung der Ergebnisse

Der vorliegende Datensatz wird geprägt durch die Einteilung des physikalischen Zustandes der äquatorialen Deckschicht in zwei Phasen.

In der ersten Phase, die etwa vier Tage andauert, dominiert der Einfluß des äquatorialen Unterstromes innerhalb der Deckschicht. Dieser macht sich durch das Zerstören der vorhandenen Deckschicht bis auf einen geringen Rest von etwa 10m Dicke am 1.8. und durch stetiges Erhöhen des Salzgehaltes und stetige Abnahme der Temperatur in der oberflächennahen Schicht bis zum Mittag des 5.8. bemerkbar. In diesem Zeitraum fällt die Oberflächentemperatur von  $26.5^{\circ}\text{C}$  auf  $25.55^{\circ}\text{C}$ , während der Salzgehalt in der Schicht bis ca. 5m von  $35.56^{\circ}/\text{oo}$  auf  $35.80^{\circ}/\text{oo}$  ansteigt. Dies geschieht durch Vermischen von kaltem, salzreichem Unterstromwasser mit Deckschichtwasser. Die Energie zur turbulenten Vermischung liefert offensichtlich die sehr starke Stromscherung des Unterstromes.

Der Einfluß der abnehmenden Oberflächentemperatur macht sich stark bemerkbar bei allen meteorologischen Parametern, die von der Wassertemperatur beeinflusst werden. Am Stärksten betroffen sind Lufttemperatur und latenter und sensibler Wärme-  
fluss. Die Lufttemperatur nimmt im Mittel im Laufe der ersten Phase ebenfalls ab. Am 5.8. nachmittags ist sie für zwei Stunden höher als die Wassertemperatur. Dies spiegelt sich in der stetigen Abnahme des sensiblen Wärme-  
flusses wider, der am Nachmittag des 5.8. negativ wird. Auch der latente Wärme-  
fluss zeigt im Mittel eine starke Abnahme während der ersten Phase. Der von Flohn angesprochene 'Oasis-Effekt' ist daher nur am

Nachmittag des 5.8. für etwa zwei Stunden zu beobachten. Es ist sicher, daß die verwendeten Meßgeräte die Temperatur in den oberen 10cm in der Deckschicht nicht erfaßt haben. Die Temperatur dort ist durch den Einfluß des latenten Wärmeflusses um einige Zehntel eines Grades geringer als die Temperatur in etwa einem halben Meter Tiefe (FLOHN, 1972). Die Temperatur der oberen 10cm des Ozeans ist aber entscheidend für den sensiblen Wärmefluß. Daher kann dieser durchaus über längere Zeit negativ gewesen sein. Wenn der Unterschied zwischen der Temperatur in den oberen 10cm und der Temperatur in 50cm Tiefe  $0.3^{\circ}\text{C}$  beträgt, so ergibt sich jedoch höchstens ein Zeitraum von 24 Stunden, in dem der sensible Wärmefluß negativ sein könnte, wenn man die Zeitreihe von  $T_w - T_l$  betrachtet.

Der Einfluß des Unterstromes zeigt sich natürlich auch im Wärmehaushalt der Deckschicht. Eine Wärmebilanz wurde für eine Wassersäule mit 32m Tiefe erstellt. Über die gesamte Triftstation hat man eine mittlere Wärmezufuhr aus der Atmosphäre von ca.  $318\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$  gemessen. Die Bilanz zeigt über die erste Phase einen Verlust von  $2216\text{cal}/\text{cm}^2/72\text{h}$ . Dies entspricht etwa dem siebenfachen der mittleren Wärmezufuhr an einem Tag. Der Unterstrom entzieht der Deckschicht durch Vermischung pro Tag mehr Wärmeenergie, als aus der Atmosphäre zugeführt wird, so daß auch vorher in der Deckschicht gespeicherte Wärmeenergie verlorengeht. Durch den vertikalen Anteil beim Mäandrieren kann der Unterstrom zeitweise Wärmeenergie aus der Atmosphäre über den Wärmeenergiespeicher Deckschicht aufnehmen.

Die vorher erwähnten eindimensionalen Deckschichtmodelle sind



so aufgebaut, daß die Energie zur turbulenten Vermischung innerhalb der Deckschicht allein durch die Windschubspannung zur Verfügung gestellt wird. Die starke Stromscherung des Unterstromes im Bereich der Deckschicht ist aber ebenfalls eine Energiequelle, die turbulente Vermischung anregen und aufrechterhalten kann. Da diese Energiequelle in den Modellen nicht berücksichtigt wird, können sie die äquatoriale Deckschicht nicht adäquat beschreiben, wenn die Stromscherungsschicht des Unterstromes durch den vertikalen Anteil beim Mäandrieren in den Deckschichtbereich gelangt.

Die zweite Phase zeigt eine äquatoriale Deckschicht, die nicht durch den äquatorialen Unterstrom beeinflusst wird.

Die Erwärmung bei Tag und das Abkühlen und Vertiefen der Deckschicht bei Nacht lassen sich in der zweiten Phase ohne überlagerte längerfristige Änderungen gut beobachten.

Die von der Wassertemperatur beeinflussten meteorologischen Parameter zeigen keine längerfristige Tendenzen. Ihr Tagesgang ist deshalb ausgeprägter als in der ersten Phase.

Der 7.8. ist der einzige Tag während der gesamten Triftstation, an dem die Wärmebilanz ausgeglichen ist. Es zeigt sich aber, daß bei Bilanzen über einen kleineren Zeitraum als 24 Stunden lokale kurzzeitige Störungen der Temperatur größeren Einfluß gewinnen. Wegen der allenfalls am 7.8. erfüllten Bedingung der eindimensionalen Deckschichtmodelle, daß der Ozean horizontal homogen sein soll, erscheint eine Anwendung solcher Modelle hier nicht sinnvoll.

LITERATURVERZEICHNIS

1. ANDERAA, I. 1976: Datasheet D147
2. BROWN, O.B. und VOIGT, K. 1974: Meander Motions in the Equatorial Atlantic  
First Results From the Equatorial PCM Experiment During GATE Phase II  
Preliminary Report  
University of Miami  
Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science
3. BROWN, O.B., DÜING, W.O., EMMERSON, S.R., EVANS, R.H. und HALLOCK, Z.R. 1974: Presentation of Profiling Data From the GATE Equatorial Experiment  
Preliminary Report  
University of Miami  
Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science
4. DENMAN, K.L. 1973: A Time Dependent Model of the Upper Ocean  
Journal of Physical Oceanography  
Volume 3, P. 173 pp.
5. DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. und SIEDLER, G. 1975: Allgemeine Meereskunde  
3. Auflage  
Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart
6. DÜING, W., HISARD, P., KATZ, E., MEINCKE, J., MILLER, L., MOROSHKIN, K.V., PHILANDER, G., RIBNIKOV A.A., VOIGT, K. und WEISBERG, R. 1975: Meanders and long waves in the Equatorial Atlantic  
Nature, Volume 257, P. 280-284
7. EKMAN, V.W. 1905: On the influence of the earth's rotation on ocean currents  
ARKIV FÖR Matematik, Astronomi och Fysik 2 S. 11
8. EMERY, W.J. 1975: The role of vertical motion in the heat budget of the upper ocean  
Dissertation  
Hawaii Institute of Geophysics  
University of Hawaii
9. FLOHN, H. 1972: Investigations of Equatorial Upwelling and its Climatic Role  
From  
'Studies in Physical Oceanography  
-A Tribute to Georg Wüst on his 80th Birthday'  
Ed. A.L. Gordon I S. 99

10. FOFONOFF, N.P., HAYES, S.P. und MILLARD JR., R.C.  
1974 : W.H.O.I. Technical Report  
Ref. No. 74-89  
(unveröffentlichtes Manuskript)
11. HALPERN, D. und REED, R.K.  
1976 : Heat Budget of the Upper Ocean  
Under Light Winds  
Journal of Physical Oceanography  
Volume 6, P. 972-975
12. HILL, M.N.                    1966 : The Sea  
Volume I, P. 112, 116  
Interscience Publishers
13. KRAUS, E.B. und TURNER, J.S.  
1967 : A one-dimensional Model of the  
seasonal thermocline  
Tellus XIX 1, P. 98-105
14. MUNK, W.H. und ANDERSON, E.R.  
1948 : Notes on a theory of the thermo-  
cline  
Journal of Marine Research VII, 3  
P. 276-295
15. NIILER, P.P.                1975 : Deepening of the wind-mixed layer  
Journal of Marine Research 33, 3  
P. 405-422
16. PETERS, H.                1976 : GATE CTD Data Measured On the F.R.G.  
Ships  
Shipboard Operations-Calibration-  
-Editing  
Technical Report  
Berichte aus dem Institut für  
Meereskunde an der Christian-  
-Albrechts-Universität-Kiel  
Nr. 22
17. POLLARD, R.T., RHINES, P.B. und THOMPSON, R.  
1973 : The Deepening of the Wind-Mixed  
Layer  
Geoph. Fl. Dyn. Vol. 3, P. 381-404
18. TURNER, J.S.            1973 : Buoyancy Effects in Fluids  
Cambridge Monographs on Mechanics  
and Applied Mathematics  
Cambridge University Press  
P. 288pp., 313pp.
19. WADA, A.                1967 : Study on recirculation of cooling  
water of power station sited on a  
bay  
Coastal Engineering in Japan  
Vol. 10, P. 143

Anhang A

T A B E L L E N

Tabelle I

Profil Nr.	Datum	Soll- Zeit	Position		maximale		mittl.	
			Breite	Länge	Meßtiefe CTD	PCM	Trift- vektor	
			$\phi$ grad	$\lambda$ grad		dbar	$\phi$ grad	$ \vec{v} $ kn
01	01.08.1974	12.00	00°06.0'S	31°18.0'W	/	053	293	1.05
02		15.00				052	060	289 0.95
03		18.00				049	053	295 0.95
04		21.00				052	062	293 0.95
05	02.08.1974	00.00	00°03.0'S	31°41.5'W	039	054	290	0.95
06		03.00				057	061	290 0.77
07		06.00				050	053	288 0.77
08		09.00				058	061	290 0.62
09		12.00	00°01.0'N	32°06.0'W	053	061	295	0.85
10		15.00				059	061	294 0.90
11		18.00				060	057	293 0.70
12		21.00				064	065	300 0.80
13	03.08.1974	00.00	00°05.5'N	32°21.0'W	065	063	283	0.78
14		03.00				065	065	292 0.76
15		06.00				064	059	293 0.60
16		09.00				066	048	302 0.66
17		12.00	00°16.0'N	32°41.0'W	064	065	305	0.75
18		15.00				064	064	304 0.80
19		18.00				069	062	301 0.79
20		21.00				065	062	303 0.71
21	04.08.1974	00.00	00°17.5'N	33°00.0'W	064	065	305	0.54
22		03.00				064	068	305 0.63
23		06.00				068	070	305 0.70
24		09.00				066	067	310 0.55
25		12.00	00°23.0'N	33°11.0'W	067	069	322	0.70
26		15.00				077	099	320 0.77
27		18.00				073	093	323 0.60
28		21.00				077	090	321 0.66

Fortsetzung Tabelle I

Profil Nr.	Datum	Soll- Zeit	Position		maximale mittl.			
			Breite	Länge	Meßtiefe CTD	Trift- PCM	vektor $\phi$	$ \vec{v} $ kn
			$\phi$ grad	$\lambda$ grad	dbar		grad	
29	05.08.1974	00.00	00°23.5'N	33°27.5'W	081	099	315	0.65
30		03.00			077	098	300	0.65
31		06.00			040	084	317	0.70
32		09.00			070	097	315	0.60
33		12.00	00°44.0'N	33°35.0'W	047	099	310	0.67
34		15.00			053	099	310	0.75
35		18.00			082	095	310	0.68
36		21.00			081	100	310	0.64
37	06.08.1974	00.00	00°54.5'N	33°50.0'W	087	097	320	0.60
38		03.00			092	102	308	0.64
39		06.00			090	102	314	0.65
40		09.00			090	099	316	0.60
41		12.00	01°07.0'N	34°04.5'W	086	099	320	0.69
42		15.00			088	100	311	0.75
43		18.00			084	098	317	0.69
44		21.00			087	095	312	0.60
45	07.08.1974	00.00	00°59.5'N	34°23.0'W	088	101	300	0.66
46		03.00			091	104	305	0.60
47		06.00			090	101	308	0.55
48		09.00			094	099	314	0.55
49		12.00	01°00.0'N	34°41.0'W	094	093	311	0.68
50		15.00			090	099	306	0.70
51		18.00			085	090	290	0.74
52		21.00			087	099	302	0.73
53	08.08.1974	00.00	01°03.0'N	35°06.0'W	086	099	280	0.68
54		03.00			088	098	295	0.69
55		06.00			084	099	290	0.70
56		09.00			088	100	290	0.67
57		12.00	01°04.0'N	35°35.5'W	083	103	275	0.73

TABELLE II

Ozeanographische Parameter

Parameter	Mess- inter- vall	Mess- platt- form	Messart	Art des Mess- gerätes
Temperatur	10 Min	Boje	Zeitreihe	Thermistor- kette
Temperatur	3 H	Schiff	Profil	CTD
Leitfähigkeit	3 H	Schiff	Profil	CTD
Temperatur	3 H	Schiff	Profil	PCM
Geschwindigkeitsbetrag	3 H	Schiff	Profil	PCM
Strömungsrichtung	3 H	Schiff	Profil	PCM

Meteorologische Parameter

Parameter	Mess- inter- vall	Mess- platt- form	Messart	Art des Mess- gerätes
kurzwellige Strahlung	1 Min	Boje	Zeitreihe	Thermoelement Kette
kurzwellige Strahlung	1 Min	Schiff	Zeitreihe	Pyranometer
langwellige Strahlung	1 Min	Schiff	Zeitreihe	Pyranometer
Temperatur (trocken)	1 Min	Boje	Profil- Zeitreihe	Psychrometer mit Platin- widerstands- thermometer
Temperatur (feucht)	1 Min	Boje	Profil Zeitreihe	
Windgeschwindigkeit	1 Min	Boje	Profil- Zeitreihe	Schalenkreuz- anemometer
Windrichtung	1 Min	Boje	Zeitreihe	Windfahne mit kompass
Impulsfluß	1 Min	Boje	Zeitreihe	Hitzdraht- anemometer
Wärmefluß (latent)	1 Min	Boje	Zeitreihe	Platinwider- standsthermo- meter + Hitz- drahtanemo- meter
Wärmefluß (sensibel)	1 Min	Boje	Zeitreihe	

TABELLE III

Parameter zur weiteren Bearbeitung des Datensatzes

Ozeanographische Parameter:

			Dimension
1. Temperatur	$T(z), T(t)$		$^{\circ}\text{C}$
2. Salzgehalt	$S(z), S(t)$		$^{\circ}/\text{oo}$
3. Dichte	$\sigma_T(z)$		$\text{g}/\text{cm}^3 \cdot 10^{-3} + 1$
4. U-Komponente	$U(z)$	positiv nach Osten	$\text{cm}/\text{s}$
5. V-Komponente	$V(z)$	positiv nach Norden	$\text{cm}/\text{s}$

Meteorologische Parameter:

1. kurzwellige Strahlung↑	$Q_s^{\uparrow}(t)$	$\text{cal}/\text{cm}^2/\text{h}$
2. kurzwellige Strahlung↓	$Q_s^{\downarrow}(t)$	"
3. langwellige Strahlung↑	$Q_l^{\uparrow}(t)$	"
4. langwellige Strahlung↓	$Q_l^{\downarrow}(t)$	"
5. latenter Wärmefluß	$H_l(t)$	"
6. sensibler Wärmefluß	$H_s(t)$	"
7. Windstress	$\tau(t)$	$\text{dyn}/\text{cm}^2$
8. Lufttemperatur (tr. 10m)	$T_1(t)$	$^{\circ}\text{C}$



TABELLE IV

Fehler der Parameter

Parameter	absoluter Fehler
Druckdifferenz CTD	$\pm 1$ dbar
Druckdifferenz PCM	$\pm 0.7$ dbar
Temperatur CTD	$\pm 0.01$ °C
Salzgehalt	$\pm 0.05$ ‰
Dichte Rho	$\pm 3 \cdot 10^{-5}$
Betrag der Strömungs- geschwindigkeit	$\pm 2\%$ der aktuellen Geschwindigkeit oder $\pm 1$ cm/s für $ \vec{v}  \leq 50$ cm/s
Strömungsrichtung	$\pm 7.5^\circ$ für $2 \text{ cm/s} \leq  \vec{v}  \leq 5 \text{ cm/s}$ und $\pm 5.0^\circ$ für $100 \text{ cm/s} \leq  \vec{v}  \leq 200 \text{ cm/s}$
U-Komponente (Relativprofil)	$\pm 3.6$ cm/s
V-Komponente (Relativprofil)	$\pm 2.6$ cm/s
Triftkorrektur	$\pm 6.2$ cm/s

Parameter	relativer Fehler
kurzweilige Strahlung	$\pm 5\%$ auf die Tagessumme
restliche meteorologische Parameter	$\pm 20\%$

DICHTE-SCHRANKE	2.0000	-4	G/CM <sup>3</sup> S
DICHTE-FEHLER	3.0000	-5	G/CM <sup>3</sup> S
DRUCK-SCHRANKE	5.0000	3	MMHG/100
DRUCK-FEHLER	1.0000	2	MMHG/100
GESCHWINDIGKEITS-SCHRANKE	5.0000		CM/S
GESCHWINDIGKEITS-FEHLER	5.0000	-1	CM/S
RICHTUNGSANZEIGE-FEHLER	2.5000		GRAD

PROFIL NR. 2

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
24,2	2,890 -1	13,7	8,2	40,3	3,59920 =4
RI-OVERALL:					
	4,970 -1	10,0	8,2	48,5	4,90480 =4
					2,43750 =4

PROFIL NR. 3

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
26,0	1,540 -1	12,3	10,4	41,7	6,98340 =4
RI-OVERALL:					
	3,540 -1	10,1	10,4	48,5	6,71750 =4
					2,37490 =4

PROFIL NR. 4

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
26,4	1,320 -1	13,4	10,4	42,5	7,28400 =4
RI-OVERALL:					
	2,680 -1	10,8	10,4	49,2	8,21260 =4
					2,20010 =4

PROFIL NR. 5

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
RI-OVERALL:					
	3,540 -1	24,0	10,4	33,5	3,29050 -4
					8,16480 -4

PROFIL NR. 6

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
RI-OVERALL:					
25,0	1,510 -1	17,2	9,6	40,3	4,29060 -4
					6,46960 -5
	2,590 -1	9,8	9,6	52,9	6,70740 -4
					1,73690 -4

PROFIL NR. 7

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
RI-OVERALL:					
28,0	1,410 -1	13,8	10,4	45,5	5,39430 -4
					7,59850 -5
	2,780 -1	12,5	10,4	47,7	6,05010 -4
					1,68210 -4

PROFIL NR. 8

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
RI-OVERALL:					
22,3	2,150 -1	21,4	5,9	38,8	2,14530 -4
					4,61130 -5
	3,350 -1	9,7	5,9	57,4	4,24770 -4
					1,42110 -4

PROFIL NR. 9

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
RI-OVERALL:					
25,3	1,900 -1	18,7	9,6	41,0	3,09630 -4
					5,88500 -5
	2,800 -1	11,9	9,6	51,4	4,98910 -4
					1,39800 -4

PROFIL NR. 10

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
24,6	1,980 -1	17,2	8,9	40,3	3,18330 -4
RI-OVERALL:	3,270 -1	11,1	8,9	52,9	4,52700 -4
					1,48070 -4

PROFIL NR. 11

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
25,7	1,780 -1	21,5	10,4	41,0	3,51050 -4
RI-OVERALL:	2,930 -1	11,4	10,4	57,4	5,26790 -4
					1,54250 -4

PROFIL NR. 12

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
24,6	1,770 -1	22,4	8,9	40,3	2,19530 -4
RI-OVERALL:	2,970 -1	10,4	8,9	61,2	4,05350 -4
					1,20580 -4

PROFIL NR. 13

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
26,0	1,900 -1	22,5	9,6	42,5	2,11820 -4
RI-OVERALL:	3,050 -1	10,2	9,6	63,4	4,24310 -4
					1,29460 -4

PROFIL NR. 14

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
22,7	4,560 -1	27,4	6,7	38,8	8,79850 -5
RI-OVERALL:	3,450 -1	9,7	6,7	64,9	3,39110 -4
					1,18680 -4

PROFIL NR. 15

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC**=2	N=QUADRAT SEC**=2	
26,8	1,46° -1	19,9	10,4	43,2	3,1638° -4	4,6089° -5
RI-OVERALL:						
	3,04° -1	11,4	10,4	58,9	4,0083° -4	1,2167° -4

PROFIL NR. 16

TIEFE	RI-ZAHL	FEHLER	TIEFENSTUFE	SCHERUNG**2	N=QUADRAT	
DBAR	GRAD.	IN %	DBAR	SEC**=2	SEC**=2	
21,6	1,62° -1	43,3	5,2	38,0	1,0020° -4	1,6214° -5
RI-OVERALL:						
	2,28° -1	23,7	5,2	48,5	2,1323° -4	0,8537° -5

PROFIL NR. 17

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC**=2	N=QUADRAT SEC**=2	
26,4	1,50° -1	18,7	10,4	42,5	3,1401° -4	4,7067° -5
RI-OVERALL:						
	2,76° -1	9,4	10,4	62,6	4,4134° -4	1,2201° -4

PROFIL NR. 18

TIEFE	RI-ZAHL	FEHLER	TIEFENSTUFE	SCHERUNG**2	N=QUADRAT	
DBAR	GRAD.	IN %	DBAR	SEC**=2	SEC**=2	
22,7	2,15° -1	24,0	5,2	40,3	1,4733° -4	3,1665° -5
RI-OVERALL:						
	3,56° -1	11,6	5,2	59,7	2,7644° -4	9,9097° -5

PROFIL NR. 19

TIEFE	RI-ZAHL	FEHLER		TIEFENSTUFE	SCHERUNG**2	N-QUADRAT	
DBAR	GRAD.	IN %		DBAR	SEC**=2	SEC**=2	
28,7	1,97° -1	17,5		10,4	47,0	2,4248° -4	4,7877° -5
RI-OVERALL:							
	3,25° -1	10,8		10,4	61,9	3,8615° -4	1,1559° -4

PROFIL NR. 20

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
27.2	2.060 -1	19.3	10.4	44.0 2.30870 -4	4.74880 -5
RI-OVERALL:					
	3.350 -1	10.4	10.4	61.9 3.75900 -4	1.26020 -4

PROFIL NR. 21

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
22.3	2.190 -1	22.3	5.2	39.5 1.77960 -4	3.90390 -5
RI-OVERALL:					
	3.010 -1	10.0	5.2	60.4 4.02760 -4	1.21370 -4

PROFIL NR. 22

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
23.5	3.030 -1	23.8	6.7	40.3 1.17110 -4	3.55220 -5
RI-OVERALL:					
	3.630 -1	10.5	6.7	61.2 3.16950 -4	1.15210 -4

PROFIL NR. 23

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
30.2	2.080 -1	16.2	9.6	50.7 2.15660 -4	4.48810 -5
RI-OVERALL:					
	3.000 -1	9.9	9.6	67.9 2.94900 -4	1.06060 -4

PROFIL NR. 24

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
22.7	2.600 -1	40.7	6.7	38.8 9.91270 -5	2.57980 -5
RI-OVERALL:					
	3.460 -1	12.7	6.7	64.9 2.56240 -4	8.87850 -5

PROFIL NR. 25

TIEFE	RI-ZAHL	FEHLER	TIEFENSTUFE	SCHERUNG**2	N=QUADRAT	
DBAR	GRAD.	IN %	DBAR	SEC**2	SEC**2	
25,3	4,15° -1	32,4	9,6	41,0	8,5569° -5	3,5510° -5
RI-OVERALL:						
	3,19° -1	12,5	9,6	64,1	2,6420° -4	8,4316° -5

PROFIL NR. 26

TIEFE	RI-ZAHL	FEHLER	TIEFENSTUFE	SCHERUNG**2	N=QUADRAT	
DBAR	GRAD,	IN %	DBAR	SEC***2	SEC***2	
26,0	3,09° -1	19,4	9,6	42,5	1,4805° -4	4,5795° -5
RI-OVERALL:						
	4,51° -1	8,3	9,6	71,6	3,0721° -4	1,3867° -4

PROFIL NR. 27

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2	
27,5	3,63° -1	25,2	9,6	45,5	1,2065° -4	4,3849° -5
RI-OVERALL:						
	4,92° -1	9,9	9,6	69,4	2,8404° -4	1,3972° -4

PROFIL NR. 28

TIEFE	RI-ZAHL	FEHLER	TIEFENSTUFE	SCHERUNG**2	N=QUADRAT	
DBAR	GRAD.	IN %	DBAR	SEC***2	SEC***2	
25,3	3,03° -1	22,8	9,6	41,0	1,3444° -4	4,0716° -5
RI-OVERALL:						
	3,59° -1	10,1	9,6	64,9	3,1086° -4	1,0554° -4

PROFIL NR. 29

TIEFE	RI-ZAHL	FEHLER	TIEFENSTUFE	SCHERUNG**2	N=QUADRAT	
DBAR	GRAD.	IN %	DBAR	SEC***2	SEC***2	
29,1	2,13° -1	19,4	11,1	47,0	2,0363° -4	4,3295° -5
63,4	1,62° -1	25,4	47,0	79,8	4,4032° -4	7,1501° -5
RI-OVERALL:						
	4,33° -1	8,6	11,1	79,8	2,9163° -4	1,2638° -4



PROFIL NR. 30

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
22,3	3,68° -1	32,2	6,7	38,0	8,6364° -5
53,7	1,30° -1	19,9	38,0	69,4	5,7029° -4
RI-OVERALL:			4,28° -1	10,1	
			6,7	69,4	2,7417° -4
					1,1748° -4

PROFIL NR. 31

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
RI-OVERALL:			3,95° -1	25,5	
			9,6	39,5	2,0816° -4
					8,2171° -5

PROFIL NR. 32

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
26,0	2,41° -1	29,6	9,6	42,5	1,3677° -4
RI-OVERALL:			3,28° -1	12,3	
			9,6	66,4	2,7003° -4
					8,8484° -5

PROFIL NR. 33

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
RI-OVERALL:			2,10	33,7	
			9,6	47,0	2,9187° -5
					6,1400° -5

PROFIL NR. 34

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N-QUADRAT SEC***2
30,2	5,04° -1	47,9	8,9	51,4	3,3395° -5
RI-OVERALL:			1,06	47,9	
			8,9	51,4	3,3395° -5
					3,5405° -5

PROFIL NR. 35

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
20,8	2,16° =1	113,2	5,2	36,5	2,6827° =5
51,8	1,28° =1	21,1	36,5	67,1	4,9248° =4
RI-OVERALL:			5,2	78,3	2,1483° =4
	4,82° =1	8,8			1,0350° =4

PROFIL NR. 36

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
22,3	4,17° =1	830,8	6,7	38,0	1,9118° =6
54,1	2,23° =1	8,0	38,0	70,1	3,9392° =4
RI-OVERALL:			6,7	70,1	1,0833° =4
	8,65° =1	13,9			9,3665° =5

PROFIL NR. 37

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
29,1	3,54° =1	235,8	5,9	52,2	5,0422° =6
67,9	1,77° =1	6,8	52,2	83,6	6,5907° =4
RI-OVERALL:			5,9	83,6	1,1971° =4
	8,75° =1	10,9			1,0469° =4

PROFIL NR. 38

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
25,0	9,69° =2	317,9	9,6	40,3	1,5878° =5
57,1	2,17° =1	27,0	40,3	73,8	1,5213° =4
RI-OVERALL:			9,6	90,3	1,5644° =4
	6,21° =1	9,2			9,7215° =5

PROFIL NR. 39

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
25,0	9,73° =2	95,7	9,6	40,3	6,2203° =5
56,7	1,17° =1	11,0	40,3	73,1	4,3642° =4
RI-OVERALL:			9,6	87,3	1,8355° =4
	5,48° =1	10,2			1,0054° =4

PROFIL NR. 40

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
24,2	1,96° -1	61,0	8,9	39,5	5,5041° -5
55,2	8,86° -2	13,0	39,5	70,9	4,6675° -4
RI-OVERALL:			8,9	88,8	1,9429° -4
	4,98° -1	9,2			9,6742° -5

PROFIL NR. 41

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
22,3	6,82° -1	72,2	6,7	38,0	2,1952° -5
54,8	2,13° -1	11,1	38,0	71,6	2,3318° -4
RI-OVERALL:			6,7	82,8	1,1443° -4
	7,94° -1	11,2			9,0852° -5

PROFIL NR. 42

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
24,2	2,78° -1	29,4	8,9	39,5	9,8184° -5
60,1	3,18° -1	9,0	39,5	80,6	1,5678° -4
RI-OVERALL:			8,9	88,0	1,1353° -4
	9,51° -1	7,8			1,0798° -4

PROFIL NR. 43

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
25,0	3,40° -1	41,7	8,9	41,0	7,8983° -5
59,7	2,76° -1	9,7	41,0	78,3	1,8957° -4
RI-OVERALL:			8,9	82,1	1,5921° -4
	6,63° -1	10,7			1,0557° -4

PROFIL NR. 44

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
29,8	3,94° -1	44,2	11,9	47,7	6,4288° -5
63,8	2,76° -1	8,1	47,7	79,8	3,0490° -4
RI-OVERALL:			11,9	84,3	1,7659° -4
	6,76° -1	10,4			1,1941° -4

PROFIL NR, 45

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
24,2	6,11# -1	42,5	8,9	39,5	3,5852# =5
55,2	4,15# -1	58,3	39,5	70,9	6,7480# =5
RI-OVERALL:			8,9	86,5	7,7573# =5
	1,23	10,2			9,5729# =5

PROFIL NR, 46

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
24,6	4,67# -1	50,5	8,2	41,0	3,9002# =5
56,7	2,28# -1	22,7	41,0	72,4	9,7039# =5
RI-OVERALL:			8,2	90,3	1,2292# =4
	6,11# -1	10,9			7,5067# =5

PROFIL NR, 47

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
26,1	1,84	22,8	5,2	47,0	8,7956# =6
62,7	4,04# -1	13,8	47,0	78,3	1,0066# =4
RI-OVERALL:			5,2	87,3	8,8312# =5
	8,84# -1	5,7			7,8078# =5

PROFIL NR, 48

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
25,7	3,30# -1	44,6	9,6	41,7	5,2346# =5
58,2	2,03# -1	15,0	41,7	74,6	1,7166# =4
RI-OVERALL:			9,6	89,5	1,3644# =4
	6,25# -1	10,0			8,5250# =5

PROFIL NR, 49

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD,	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
25,0	2,57# -1	43,6	9,6	40,3	7,0911# =5
56,7	3,14# -1	50,3	40,3	73,1	9,2276# =5
RI-OVERALL:			9,6	92,5	1,4950# =4
	5,59# -1	9,2			8,3604# =5

PROFIL NR. 50

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC**=2	N-QUADRAT SEC**=2
22,3	3,540 -1	46,1	6,7	38,0	5,41320 -5
53,7	2,320 -1	17,2	58,0	69,4	1,34230 -4
RI-OVERALL:			6,7	87,3	1,28600 -4
	7,310 -1	10,2			9,39800 -5

PROFIL NR. 51

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC**=2	N-QUADRAT SEC**=2
27,5	2,270 -1	29,7	9,6	45,5	1,08030 -4
61,6	3,000 -1	9,6	45,5	77,6	1,79260 -4
RI-OVERALL:			9,6	85,0	1,54180 -4
	5,980 -1	10,4			9,22640 -5

PROFIL NR. 52

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC**=2	N-QUADRAT SEC**=2
26,0	6,540 -1	22,2	9,6	42,5	3,30310 -5
57,8	4,140 -1	19,3	42,5	73,1	6,81290 -5
RI-OVERALL:			9,6	82,8	1,00920 -4
	8,760 -1	5,8			8,84380 -5

PROFIL NR. 53

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC**=2	N-QUADRAT SEC**=2
27,2	1,540 -1	29,3	8,2	46,2	1,32970 -4
61,9	4,550 -1	10,7	46,2	77,6	1,25080 -4
RI-OVERALL:			8,2	81,3	1,64860 -4
	5,100 -1	10,5			8,40480 -5

PROFIL NR. 54

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC**=2	N-QUADRAT SEC**=2
25,0	2,470 -1	52,7	8,9	41,0	6,68750 -5
57,1	2,100 -1	10,3	41,0	73,1	2,83300 -4
RI-OVERALL:			8,9	86,5	1,25520 -4
	6,000 -1	11,8			7,53410 -5

PROFIL NR. 55

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
25,7	2,590 -1	60,6	9,6	40,3	6,49450 =5
55,6	1,640 -1	9,6	40,3	70,9	4,21990 =4
RI-OVERALL:			9,6	82,8	1,31820 =4
	5,940 -1	13,7			7,82520 =5

PROFIL NR. 56

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
27,2	2,670 -1	59,6	10,4	44,0	4,09460 =5
59,3	3,240 -1	9,8	44,0	74,6	2,09020 =4
RI-OVERALL:			10,4	84,3	1,04290 =4
	7,150 -1	6,6			7,45230 =5

PROFIL NR. 57

TIEFE DBAR	RI-ZAHL GRAD.	FEHLER IN %	TIEFENSTUFE DBAR	SCHERUNG**2 SEC***2	N=QUADRAT SEC***2
24,2	4,180 -1	79,1	8,2	40,3	3,42720 =5
59,3	2,980 -1	9,4	40,3	78,3	1,78920 =4
RI-OVERALL:			8,2	78,3	8,96730 =5
	8,320 -1	15,1			7,46400 =5

TABELLE VI

XBT-Schnitt

mittlerer positiver T-Gradient:  $\Delta T/\Delta x = 2.29 \cdot 10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C/cm}$   
 (in 20dbar)  
 mittlerer negativer T-Gradient:  $\Delta T/\Delta x = -1.82 \cdot 10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C/cm}$

Meridional-Schnitte bei  $28^{\circ}\text{W}$  und  $29^{\circ}\text{W}$

mittlerer positiver T-Gradient:  $\Delta T/\Delta y = 5.24 \cdot 10^{-8} \text{ }^{\circ}\text{C/cm}$   
 (in 20dbar)  
 mittlerer negativer T-Gradient: nicht vorhanden

mittlere Advektionsgeschwindigkeiten:

U-Komponente Profil 7 bis 33 :  $U = 2.4 \text{ cm/s}$

V-Komponente Profil 1 bis 33 :  $V = -5.5 \text{ cm/s}$

U-Komponente Profil 34 bis 57 :  $U = 5.5 \text{ cm/s}$

V-Komponente Profil 34 bis 57 :  $V = -5.6 \text{ cm/s}$

U-Komponente gesamte Trift :  $U = 3.8 \text{ cm/s}$

V-Komponente gesamte Trift :  $V = -5.5 \text{ cm/s}$

Advektionsterme: ( in $^{\circ}\text{C/12h}$ )			
	1.Phase	2.Phase	ges. Trift
$U \cdot \Delta T/\Delta x$ (positiv)	+0.024	+0.054	+0.038
" (negativ)	-0.019	-0.043	-0.030
$V \cdot \Delta T/\Delta y$ (positiv)	-0.012	-0.013	-0.012
" (negativ)	/	/	/
$U \Delta T/\Delta x$ (positiv)	+0.024	+0.054	+0.038
+ $V \Delta T/\Delta y$ (negativ)	-0.031	-0.056	-0.042

Tabelle VII

INTEGRATIONSTIEFE: 1 DBAR BIS 32 DBAR

Jahr	Mon	Tag	Stun	Waerme	Jahr	Mon	Tag	Stun	Waerme	(A) Differenz	(B) Summe	(A-B)
				Inhalt					Inhalt	Waermeinhalte	Waermezufuhr	
				CAL/CM**2					CAL/CM**2	CAL/CM**2	CAL/CM**2/12H	CAL/CM**2/12H
1974	8	2	0	85276,0	1974	8	5	0	83978,8	-1297,2	919,5	-2216,73
1974	8	5	0	83978,8	1974	8	8	0	85213,6	1234,8	988,7	246,10

INTEGRATIONSTIEFE: 1 DBAR BIS 32 DBAR

Jahr	Mon	Tag	Stun	Waerme	Jahr	Mon	Tag	Stun	Waerme	(A) Differenz	(B) Summe	(A-B)
				Inhalt					Inhalt	Waermeinhalte	Waermezufuhr	
				CAL/CM**2					CAL/CM**2	CAL/CM**2	CAL/CM**2/Day	CAL/CM**2/Day
1974	8	2	0	85276,0	1974	8	3	0	84104,7	-1171,3	249,3	-1420,63
1974	8	3	0	84104,7	1974	8	4	0	83771,5	-333,2	316,2	-649,39
1974	8	4	0	83771,5	1974	8	5	0	83978,8	207,3	354,0	-146,71
1974	8	5	0	83978,8	1974	8	6	0	84508,9	530,1	353,0	177,13
1974	8	6	0	84508,9	1974	8	7	0	84944,1	435,2	363,2	72,01
1974	8	7	0	84944,1	1974	8	8	0	85213,6	269,5	272,5	-3,04

INTEGRATIONSTIEFE: 1 DBAR BIS 32 DBAR

Jahr	Mon	Tag	Stun	Waerme	Jahr	Mon	Tag	Stun	Waerme	(A) Differenz	(B) Summe	(A-B)
				Inhalt					Inhalt	Waermeinhalte	Waermezufuhr	
				CAL/CM**2					CAL/CM**2	CAL/CM**2	CAL/CM**2/12H	CAL/CM**2/12H
1974	8	2	0	85276,0	1974	8	2	12	83846,3	-1429,7	-31,7	-1397,96
1974	8	2	12	83846,3	1974	8	3	0	84104,7	256,4	281,1	-22,67
1974	8	3	0	84104,7	1974	8	3	12	83738,7	-366,0	-6,0	-360,05
1974	8	3	12	83738,7	1974	8	4	0	83771,5	32,8	322,1	-289,34
1974	8	4	0	83771,5	1974	8	4	12	83699,4	-72,1	-0,1	-71,97
1974	8	4	12	83699,4	1974	8	5	0	83978,8	279,4	354,1	-74,74
1974	8	5	0	83978,8	1974	8	5	12	83710,6	-268,2	-14,7	-282,86
1974	8	5	12	83710,6	1974	8	6	0	84508,9	798,3	338,3	459,99
1974	8	6	0	84508,9	1974	8	6	12	84959,6	450,7	0,8	449,88
1974	8	6	12	84959,6	1974	8	7	0	84944,1	-15,5	362,4	-377,87
1974	8	7	0	84944,1	1974	8	7	12	85046,3	102,2	-38,8	141,01
1974	8	7	12	85046,3	1974	8	8	0	85213,6	167,3	311,4	-144,05



Anhang B

ABBILDUNGEN

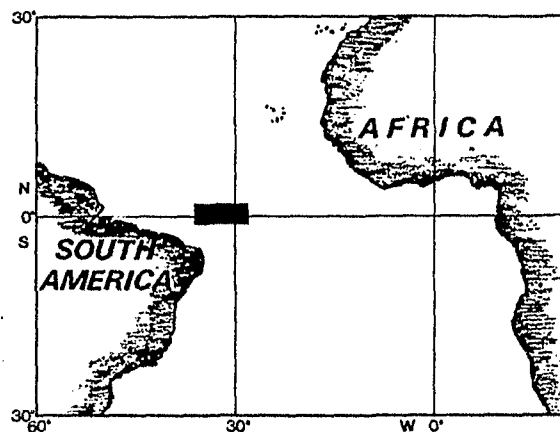
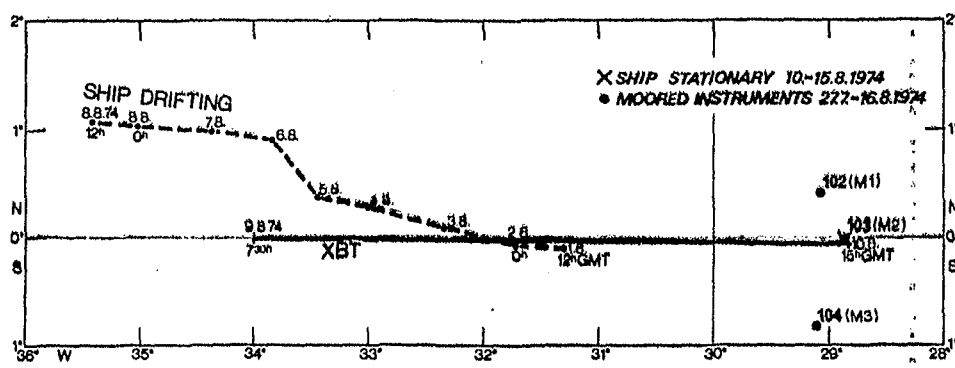


fig. 1) Oceanographic activities of FFS "ANTON DOHRN"



# Meteorological Spar Buoy »Sylvia« during GATE

Institut für Meereskunde Kiel, Abt. Meteorologie

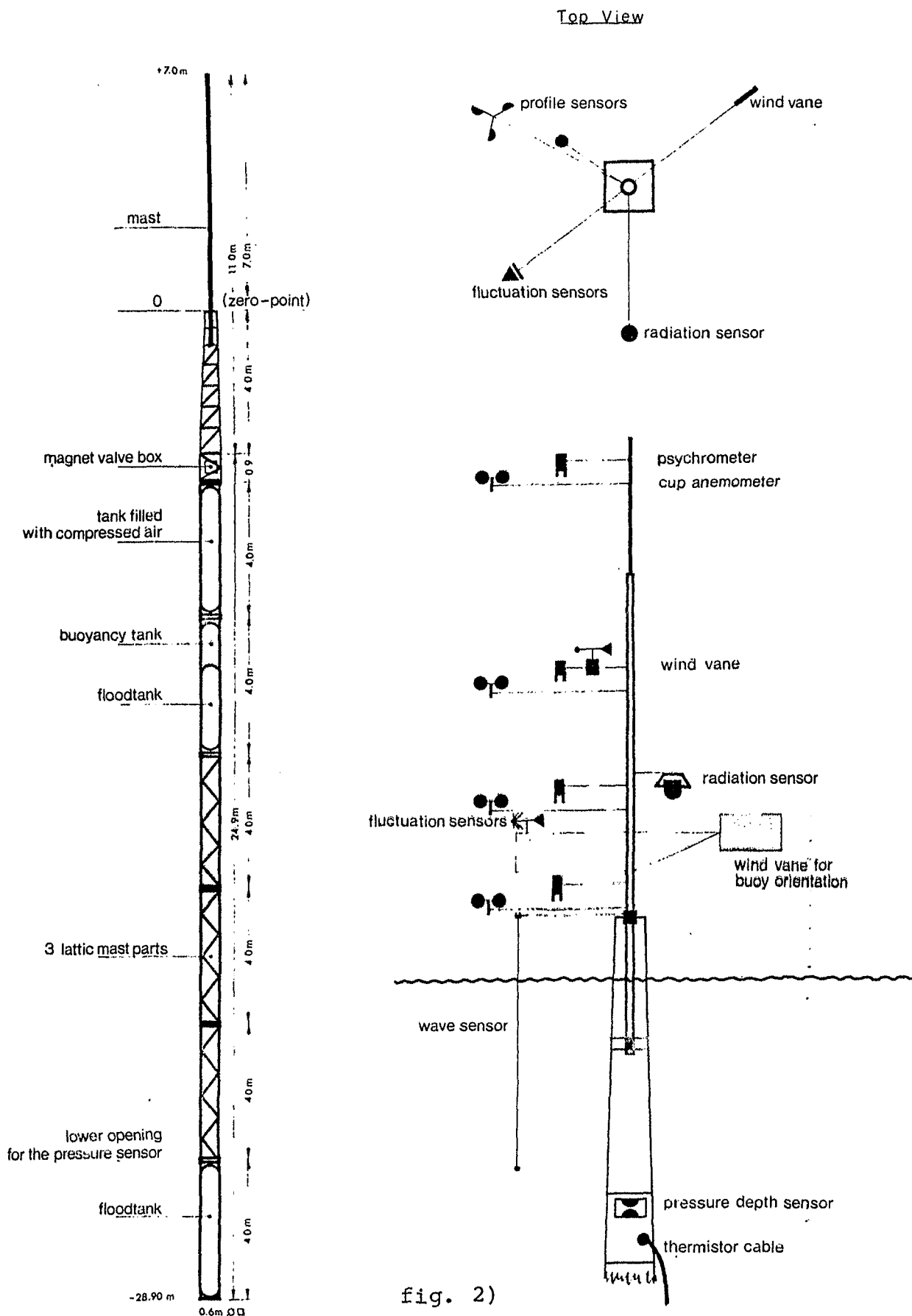


fig. 2)

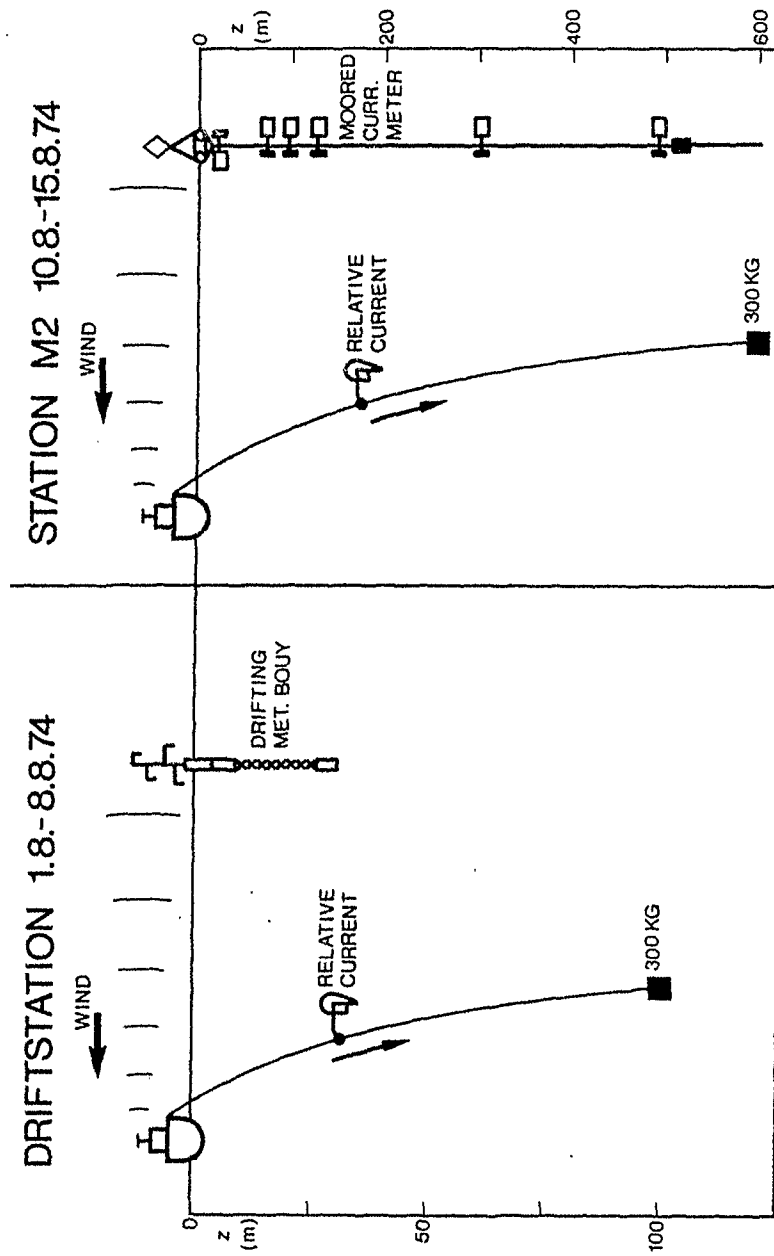


fig. 3) Schematic diagram describing the use of the profiling current meter

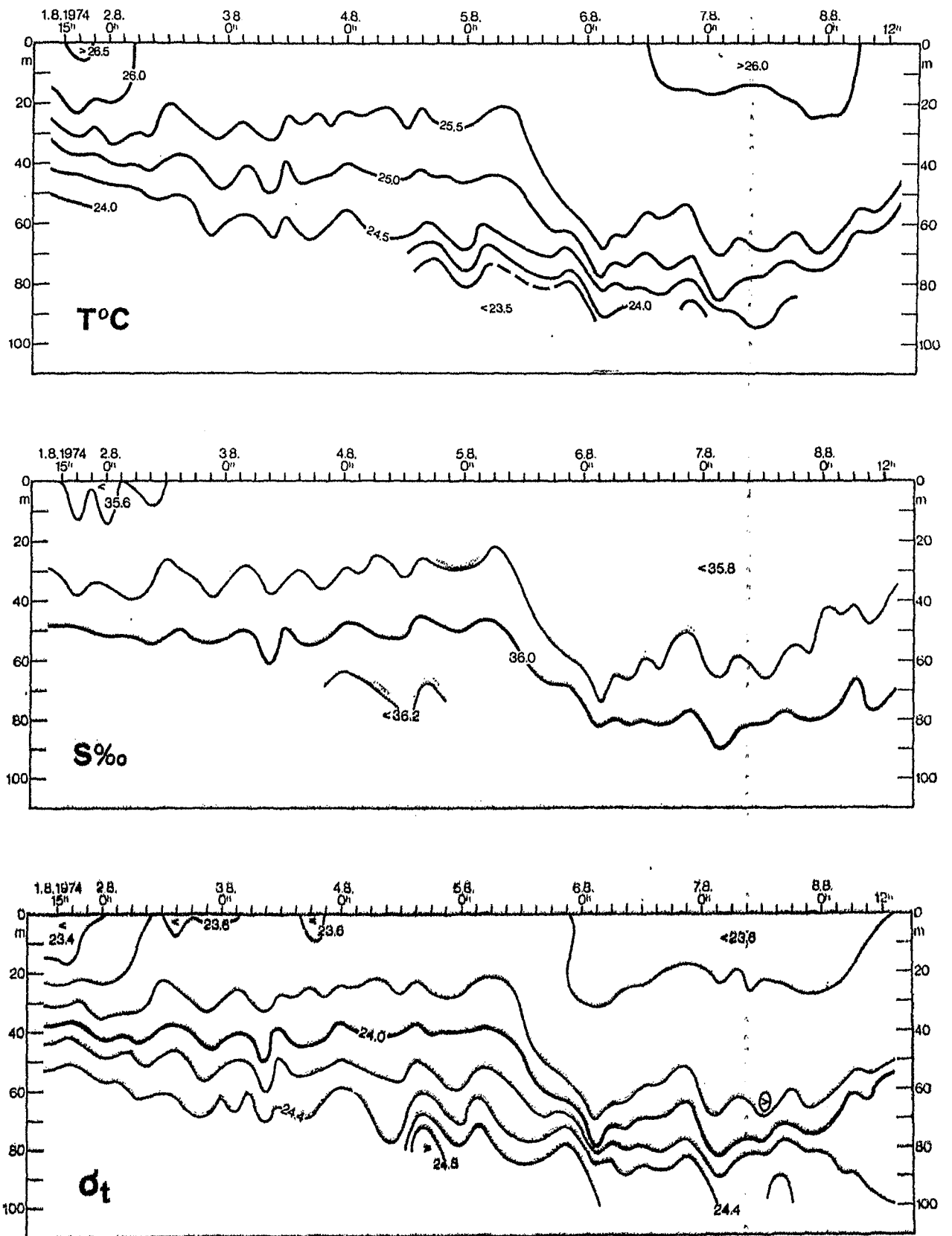


fig.4) Isopleths of temperature, salinity and density based on data shown in fig. 6)

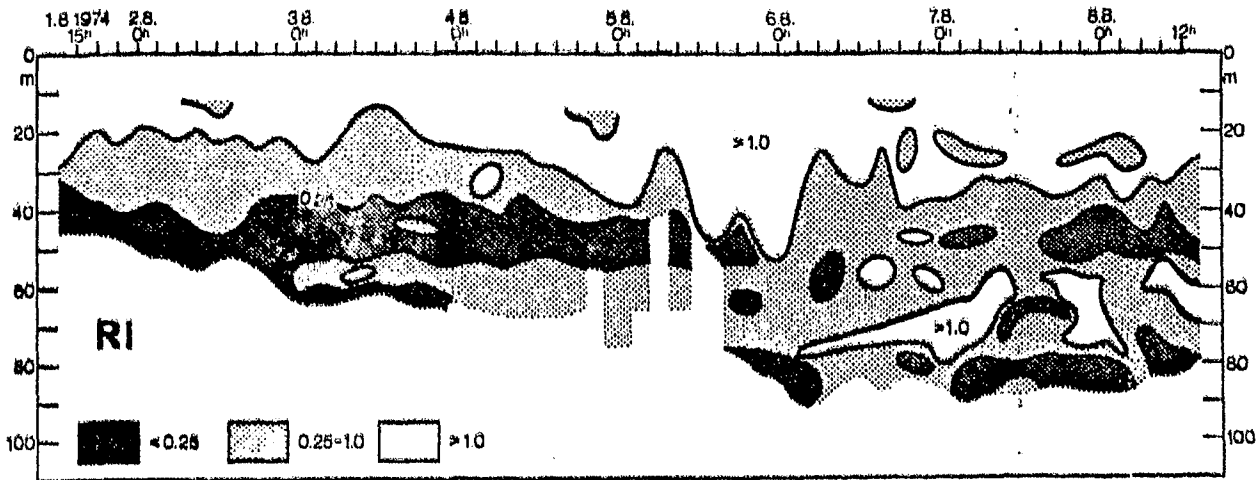
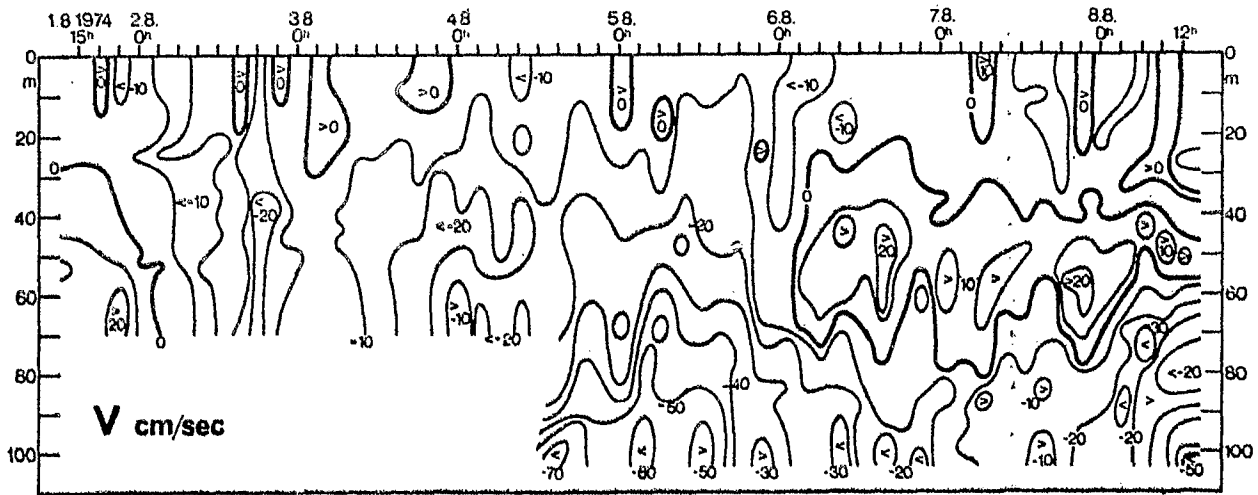
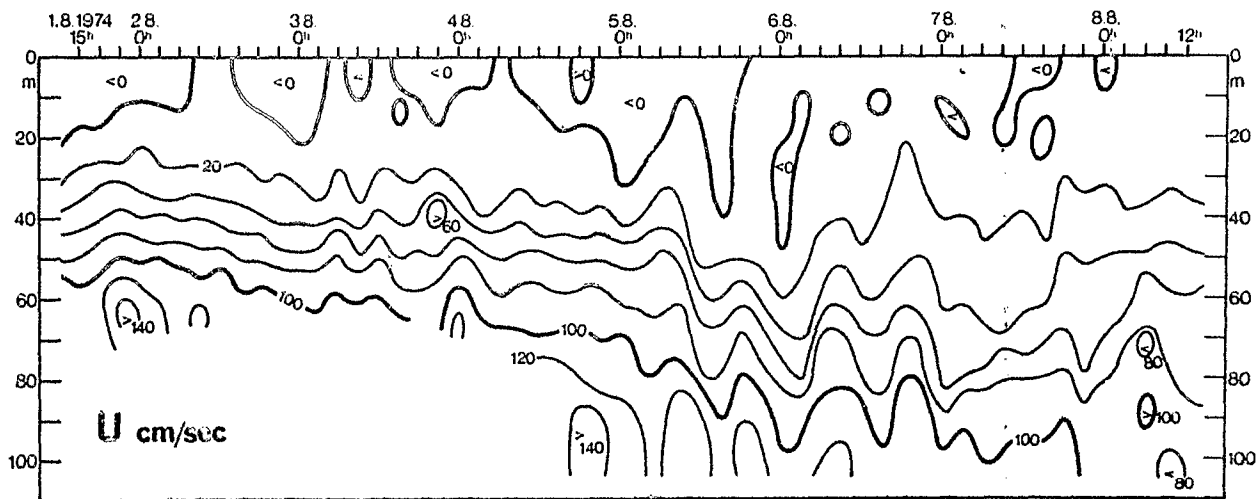


fig. 5) Isopleths of relative current's east component (u) and north component (v) and Richardson numbers based on data shown in fig. 6)

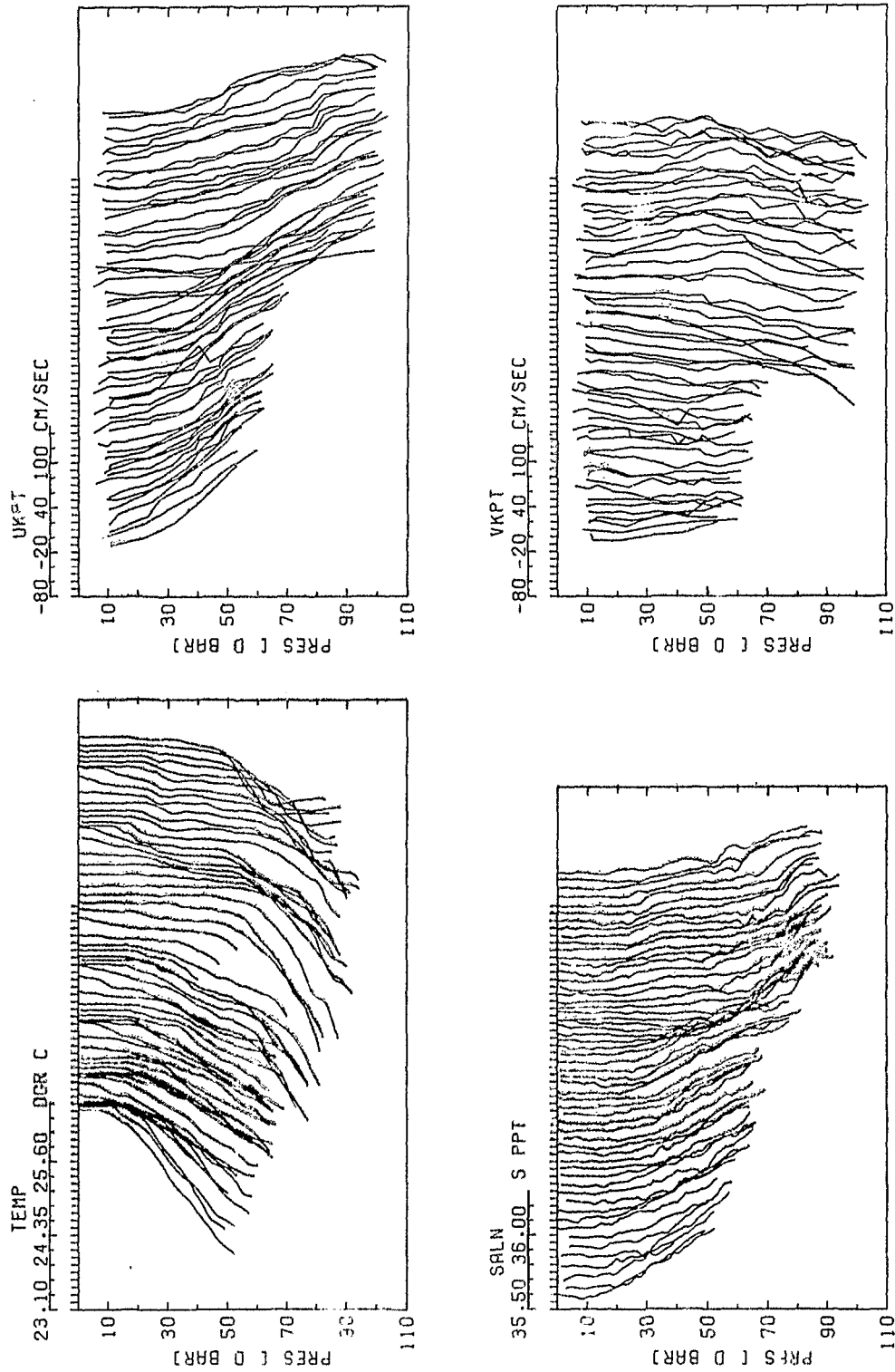
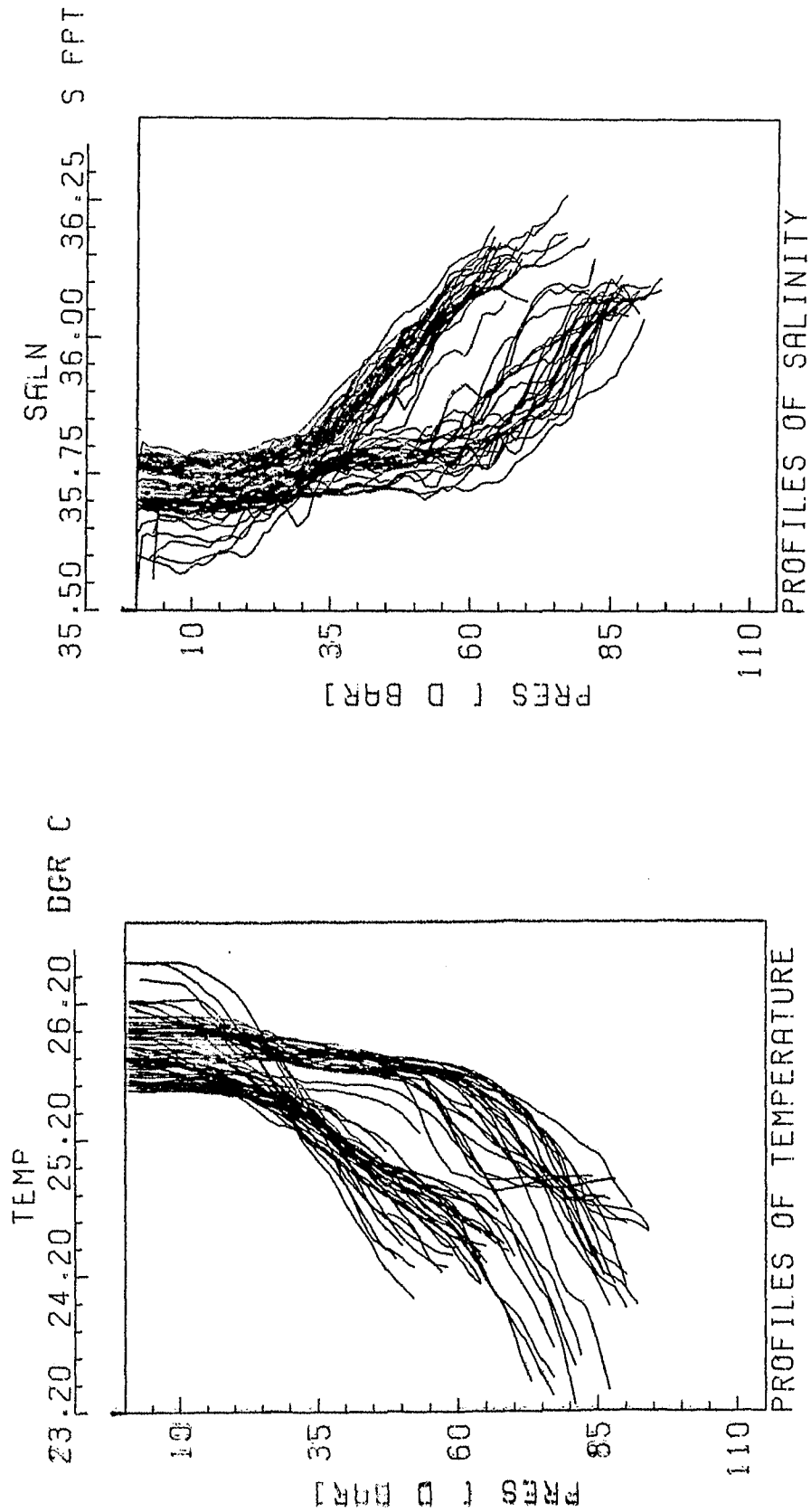


fig. 6) Profiles of temperature, salinity, relative current's east component (u) and north component (v) obtained at 3-hourly intervals during the drift station see fig. 1) Beginning August 1, 1974 1500GMT, end August 8, 1974 1200GMT

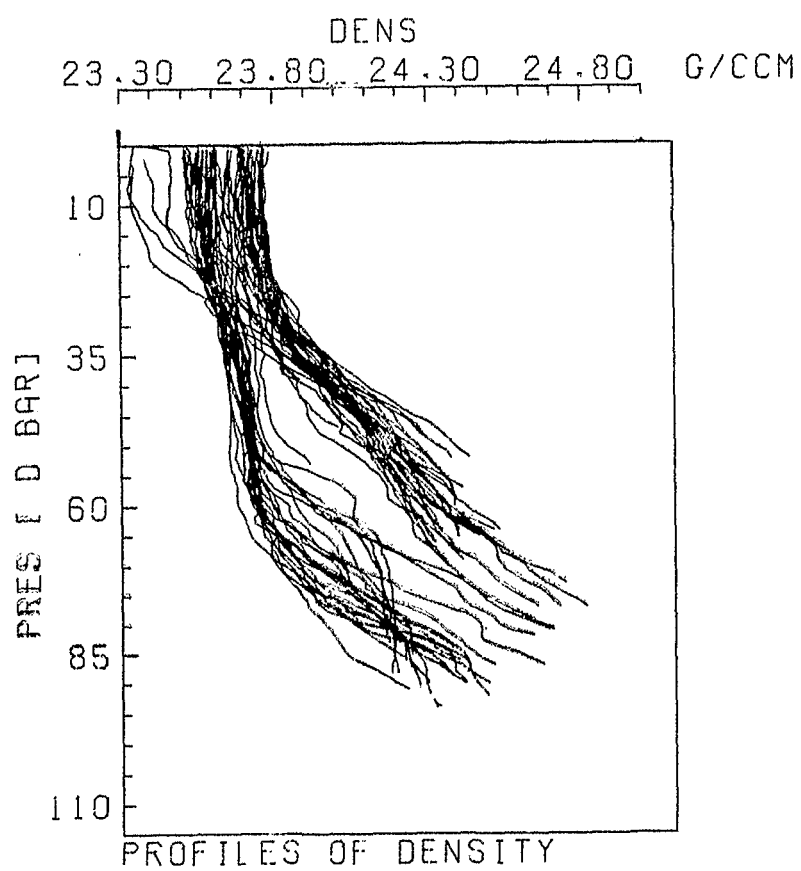


a) temperature

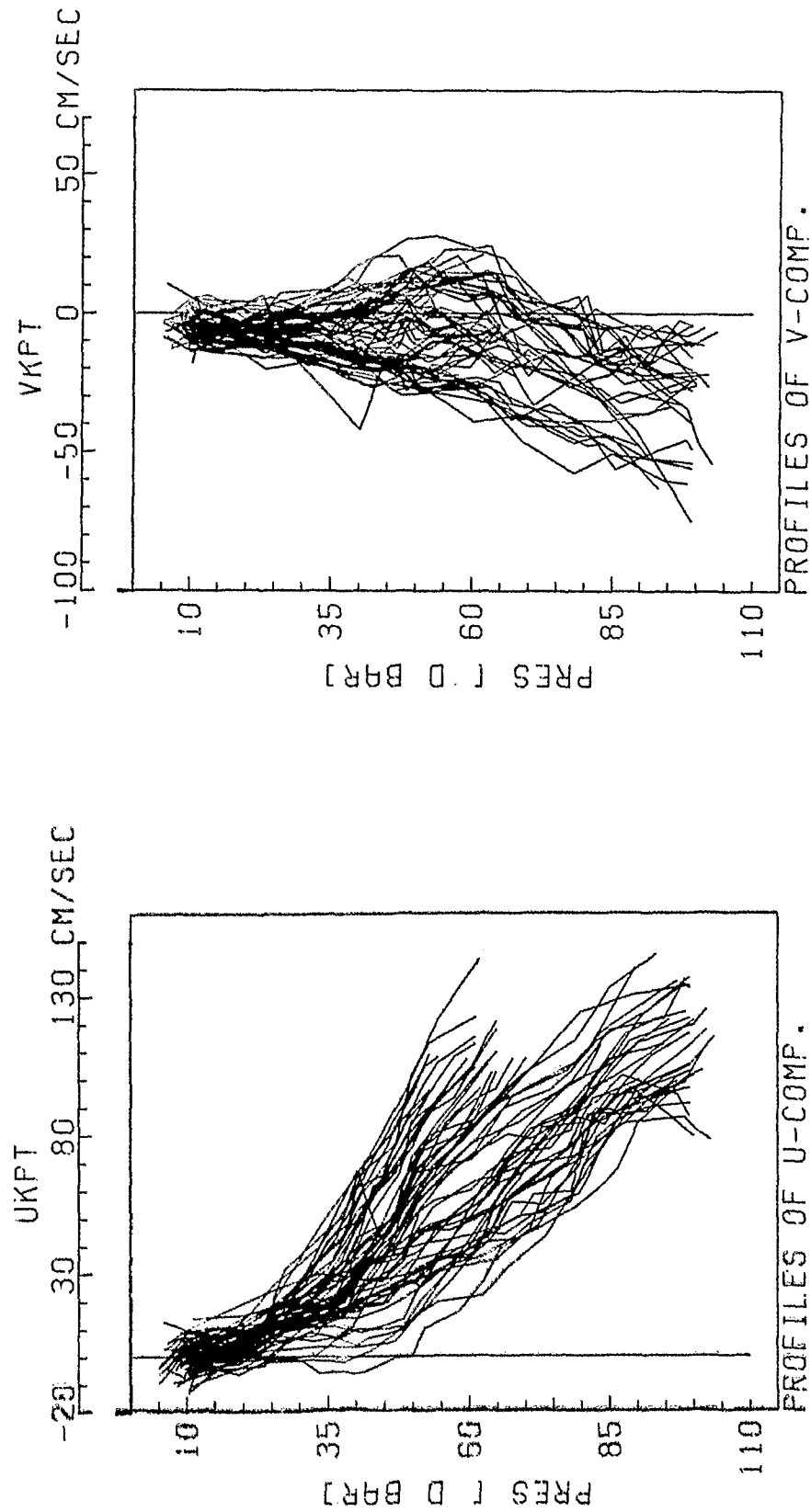
b) salinity

fig. 7) All profiles in one coordinate system





c) density



a) east component (u)

b) north component (v)

fig. 8) All profiles in one coordinate system

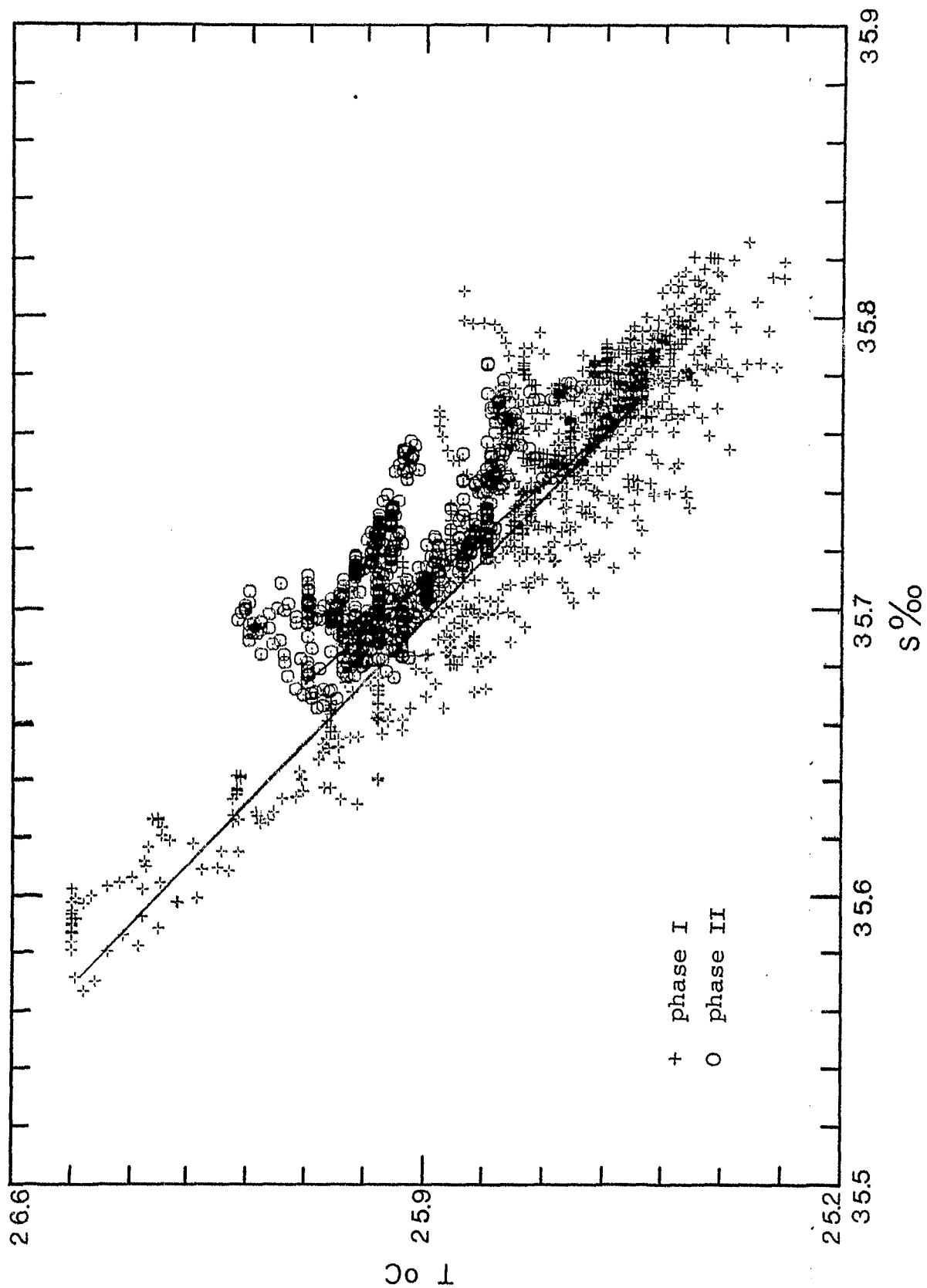
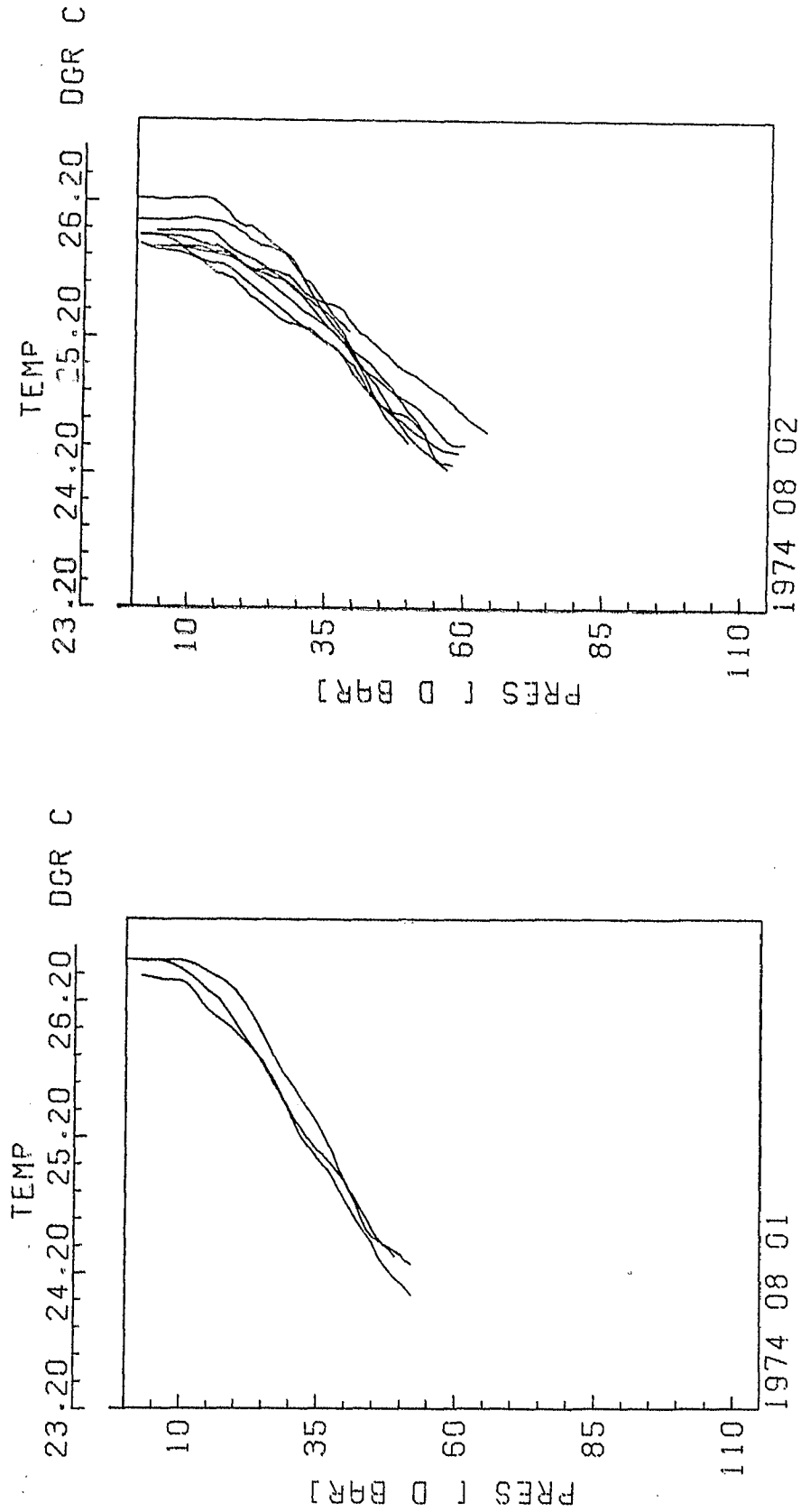


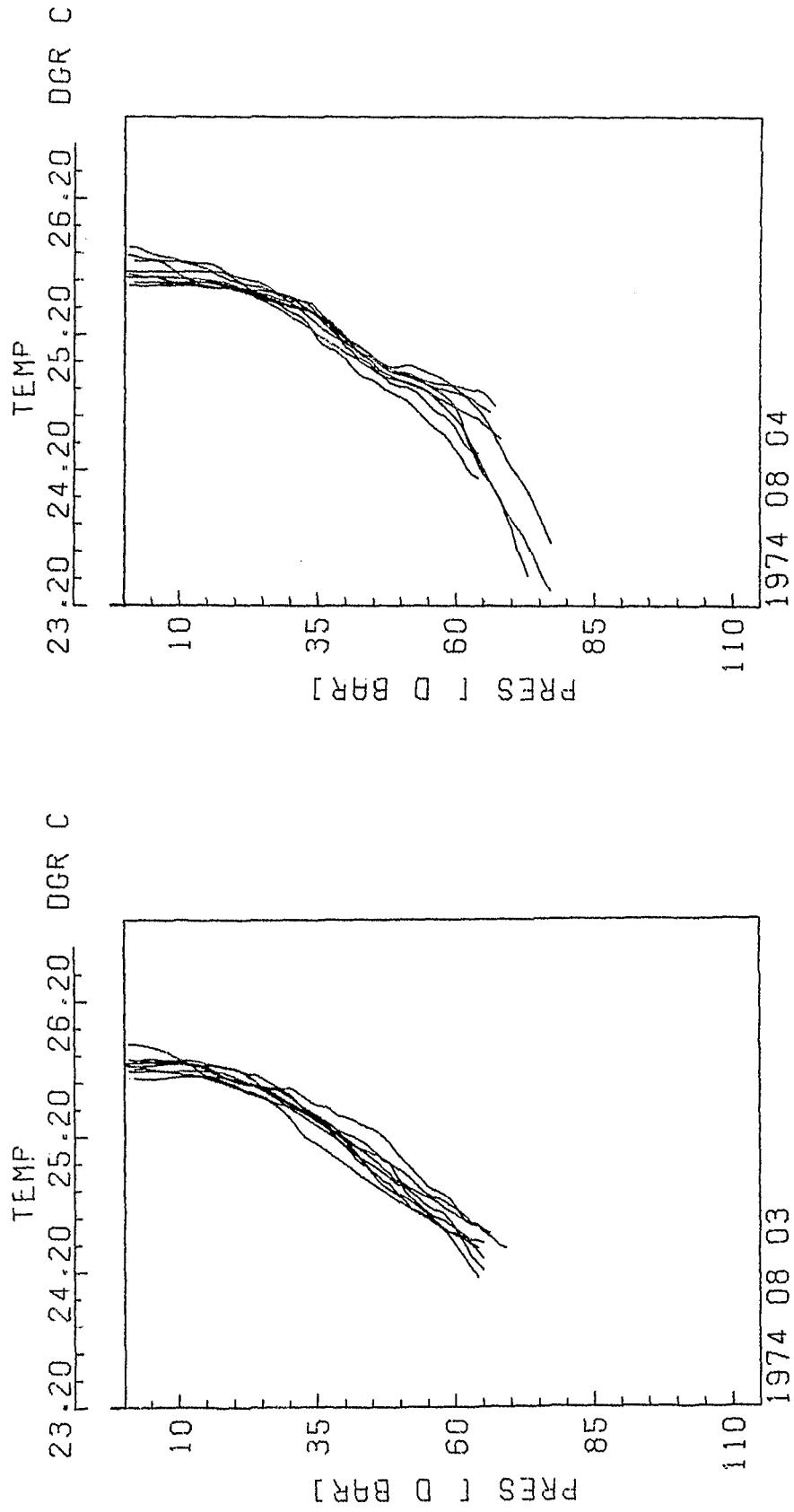
fig. 9) TS-diagram of all data points from 0 to 30dbar.  
 Lines indicate the mixing of both mixed layer water masses  
 and water masses of the undercurrent



a)

b)

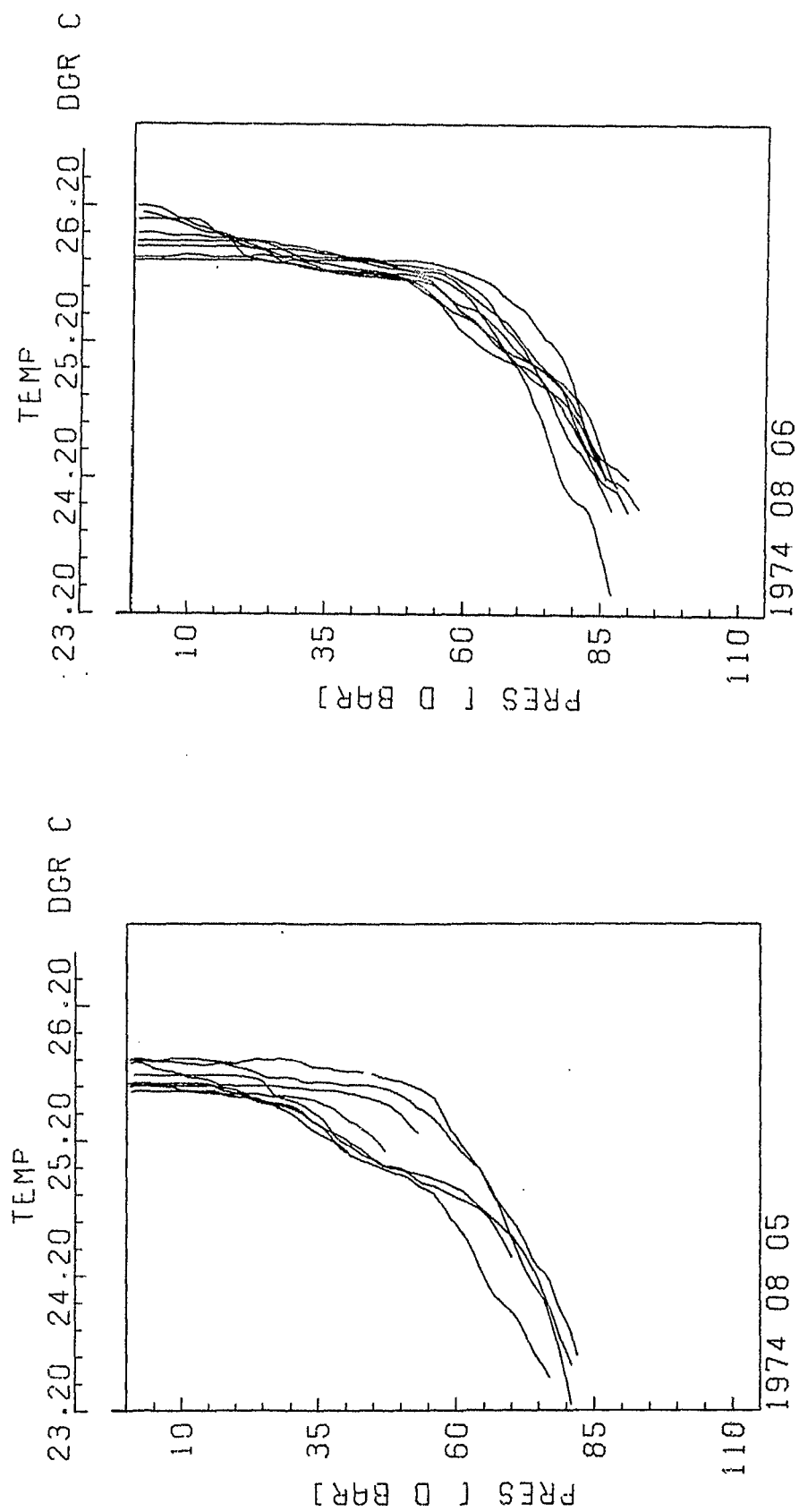
fig. 10) Sequence of profiles of temperature for one day each



d)

c)

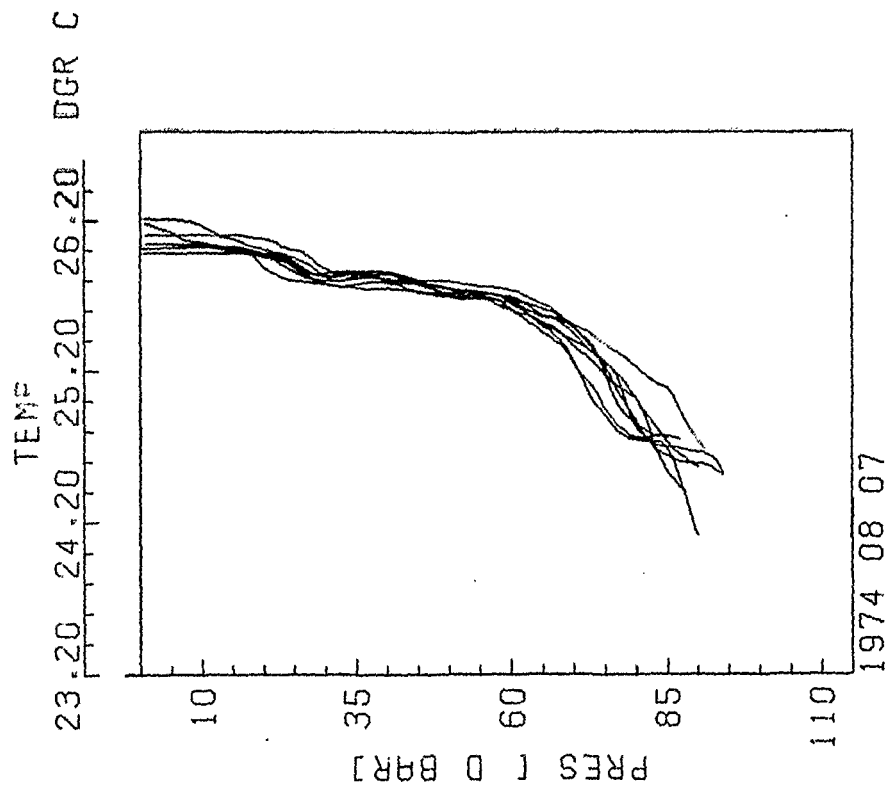
fig. 10)



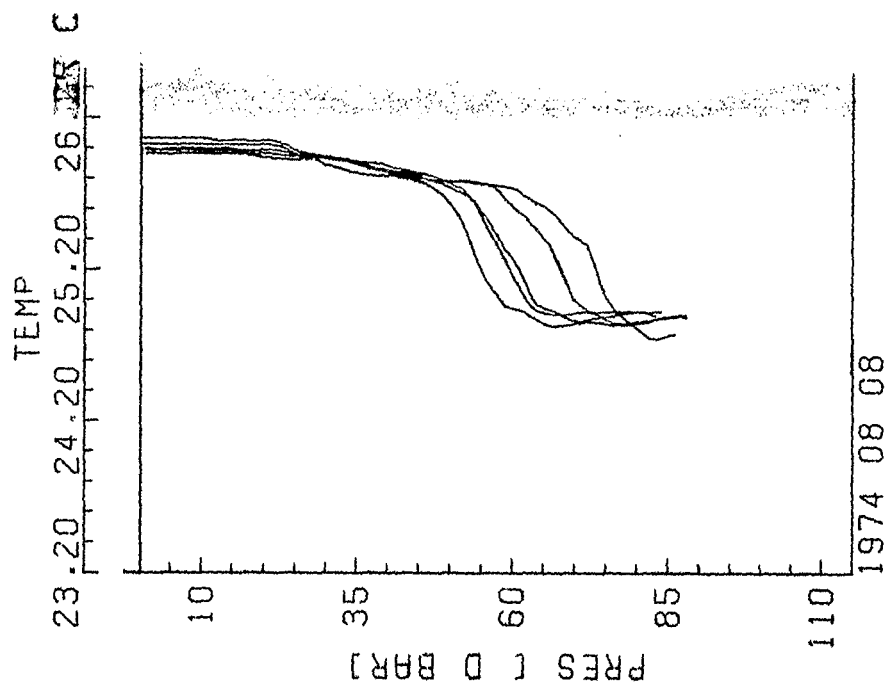
e)

f)

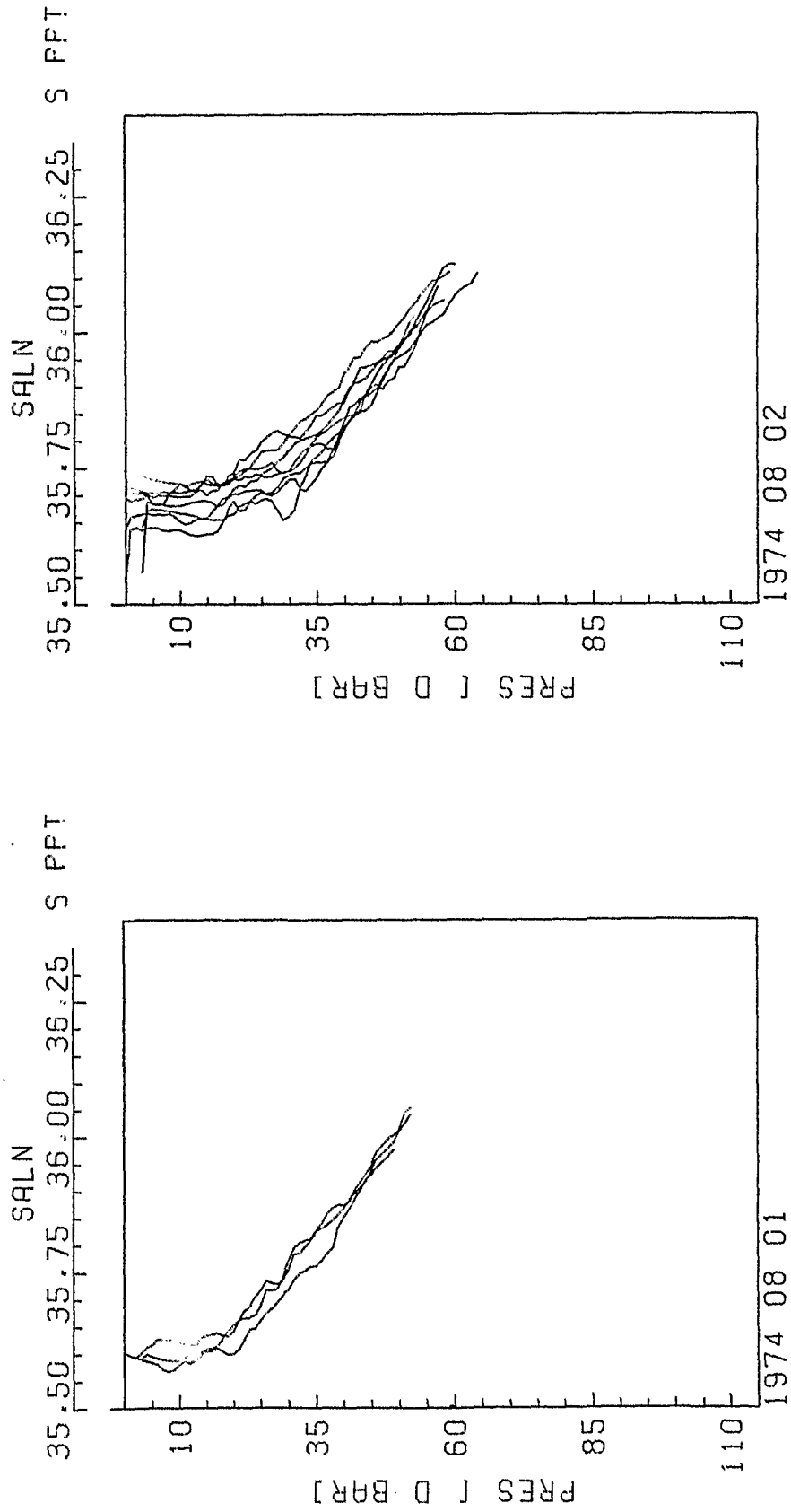
fig. 10)



g)



h)



a)

b)

fig. 11) Sequence of profiles of salinity for one day each



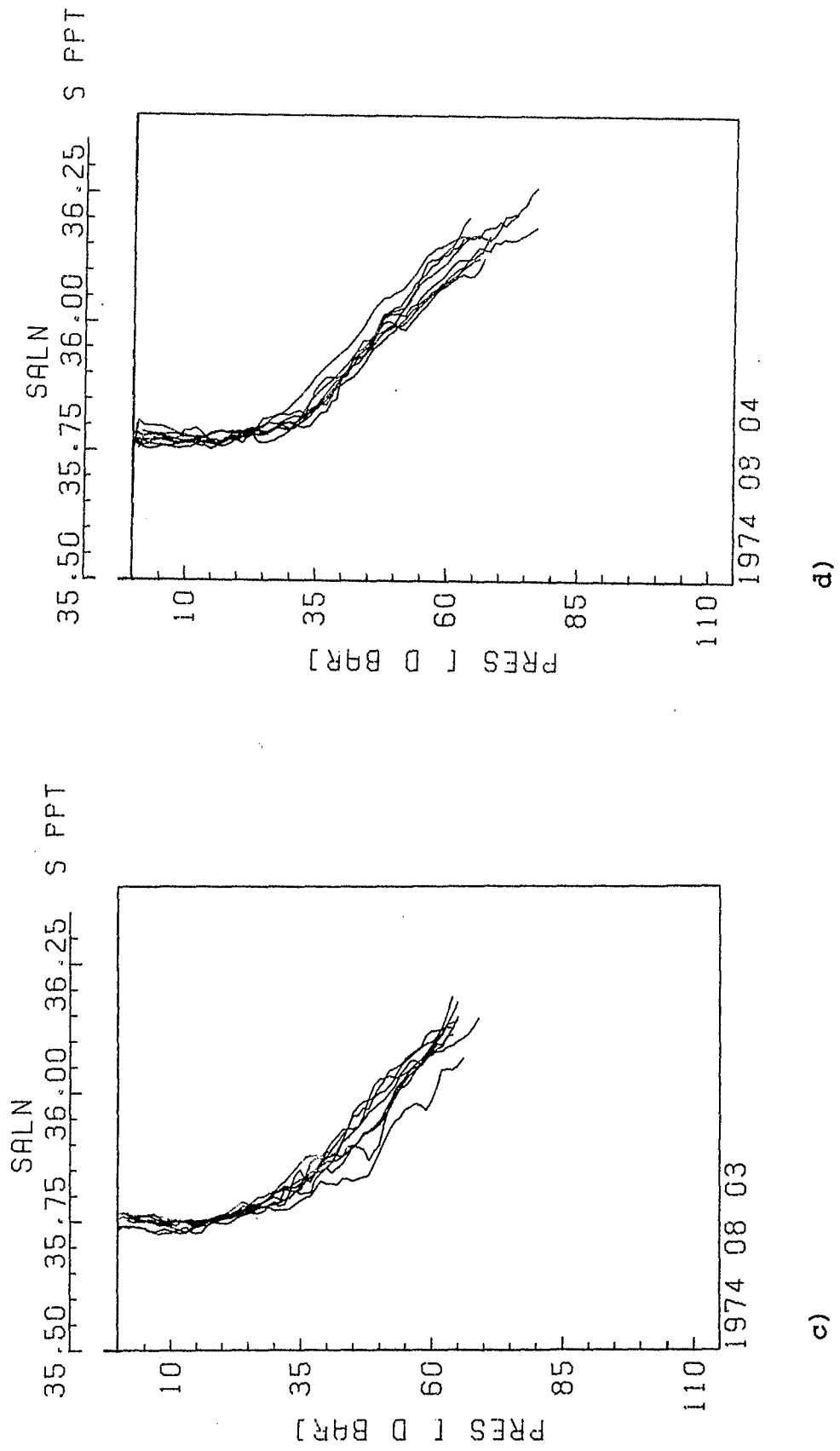
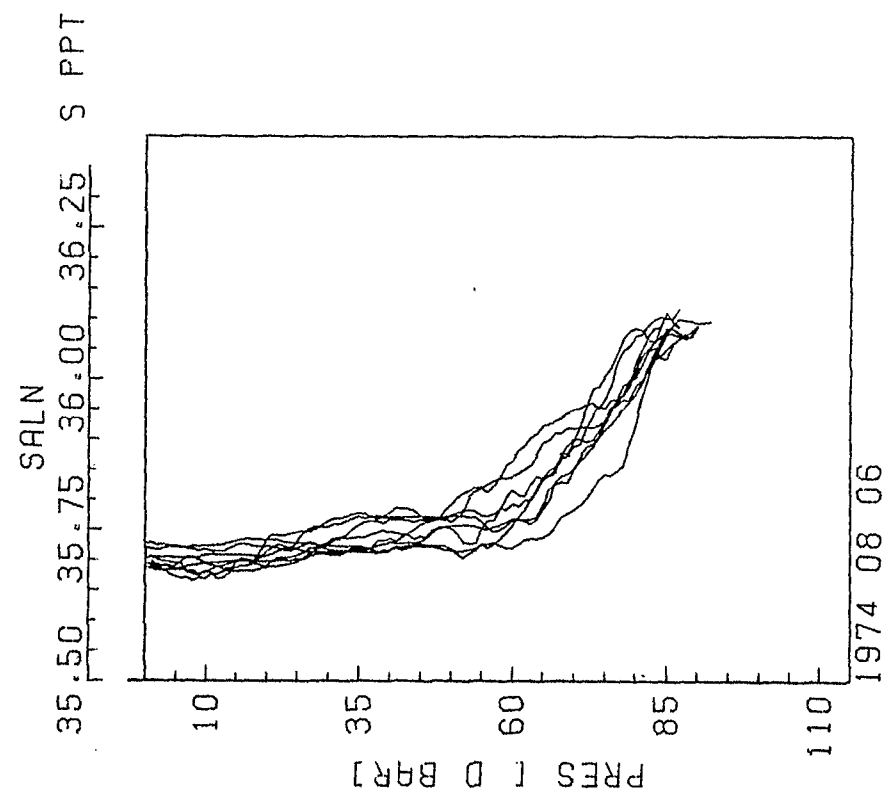
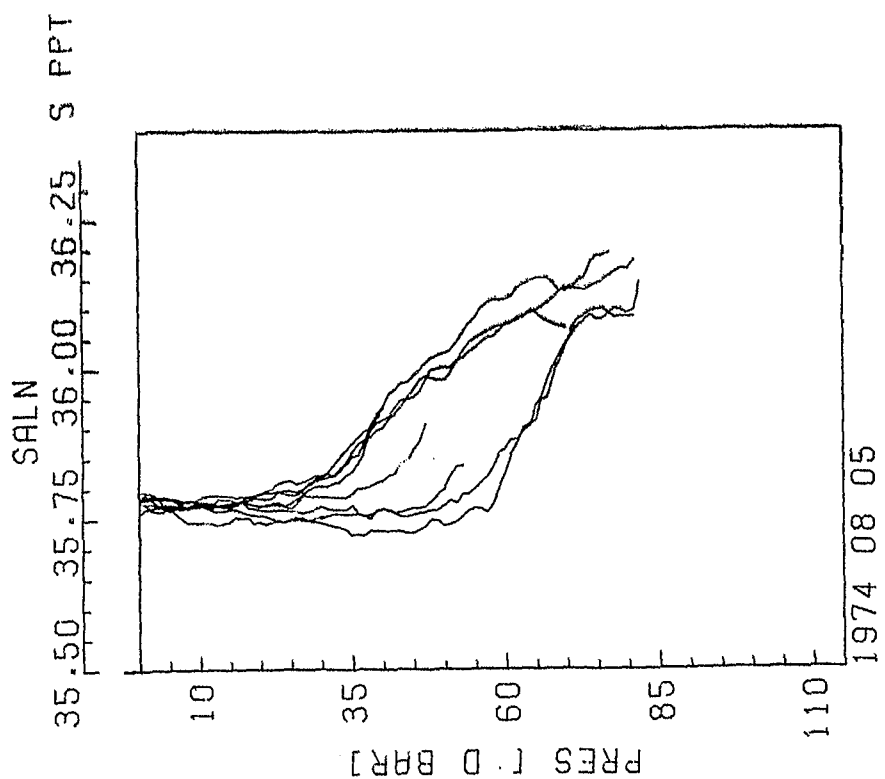


fig. 11)

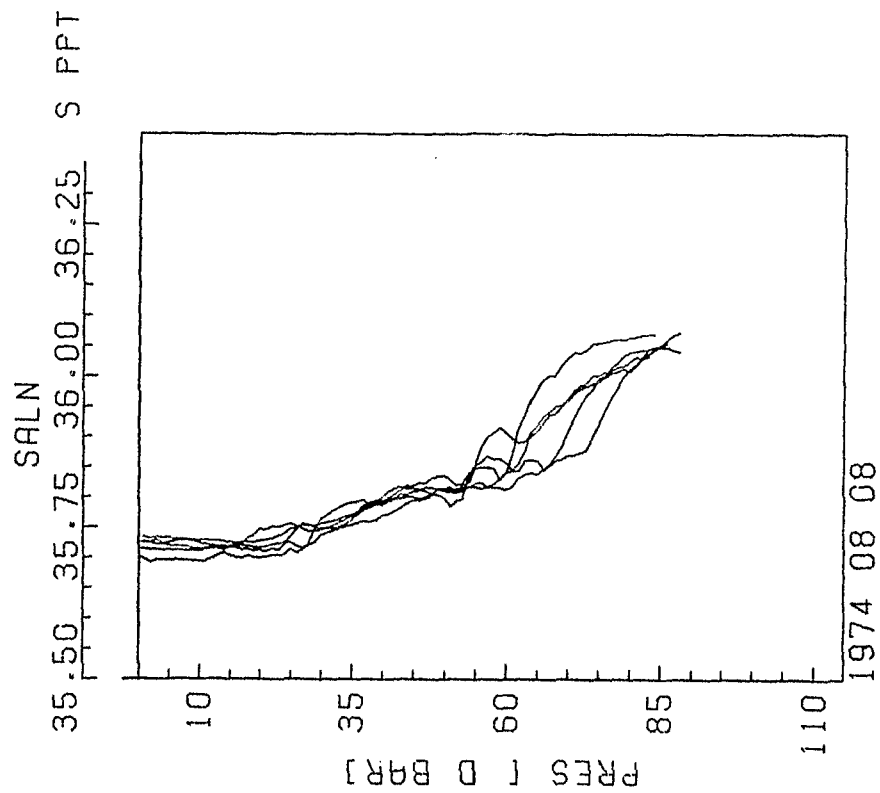


f)

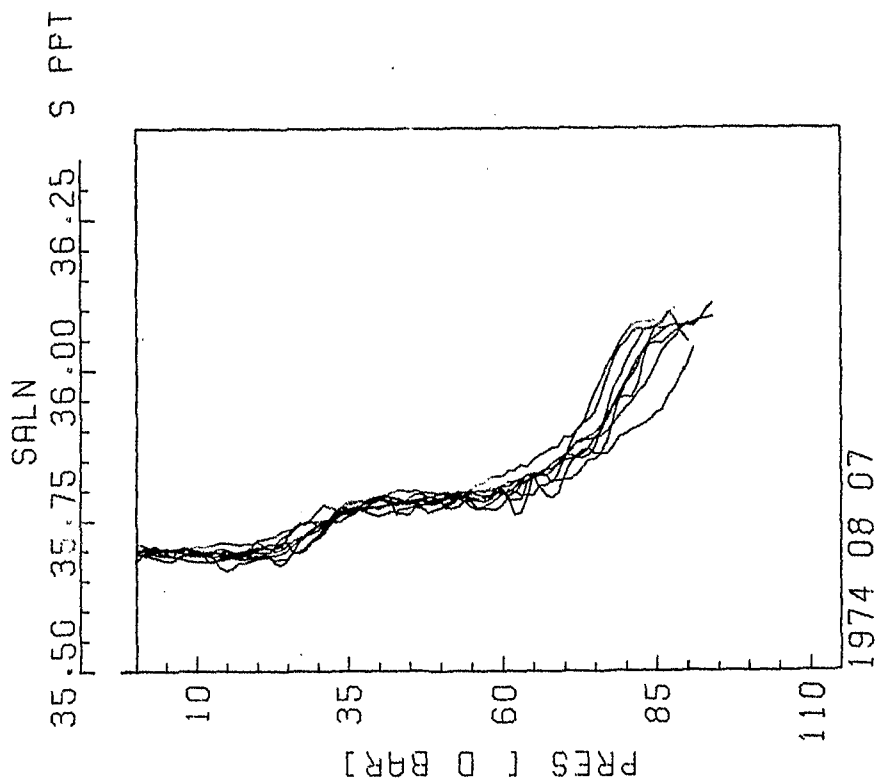


e)

fig. 11)

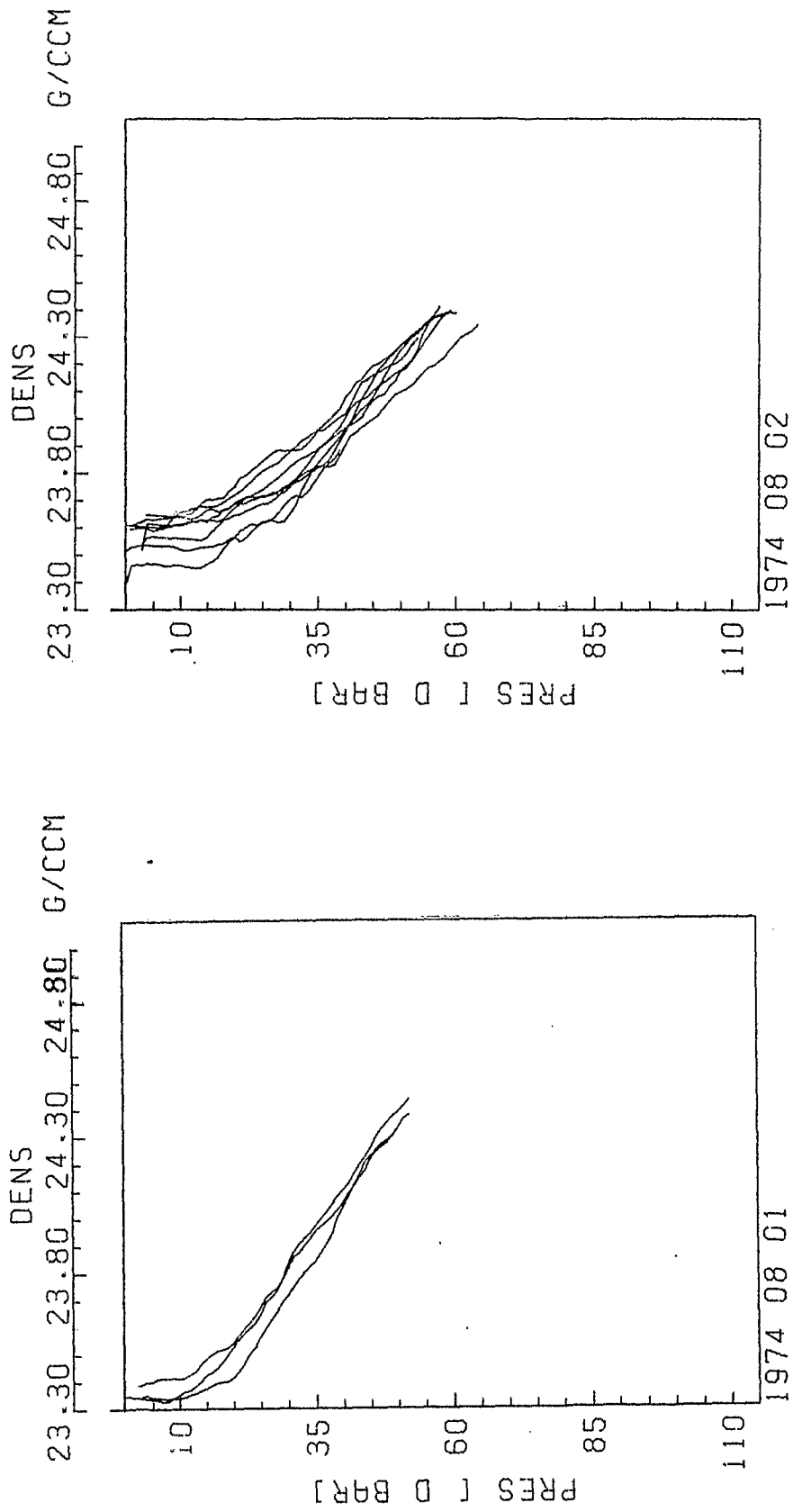


g)



h)

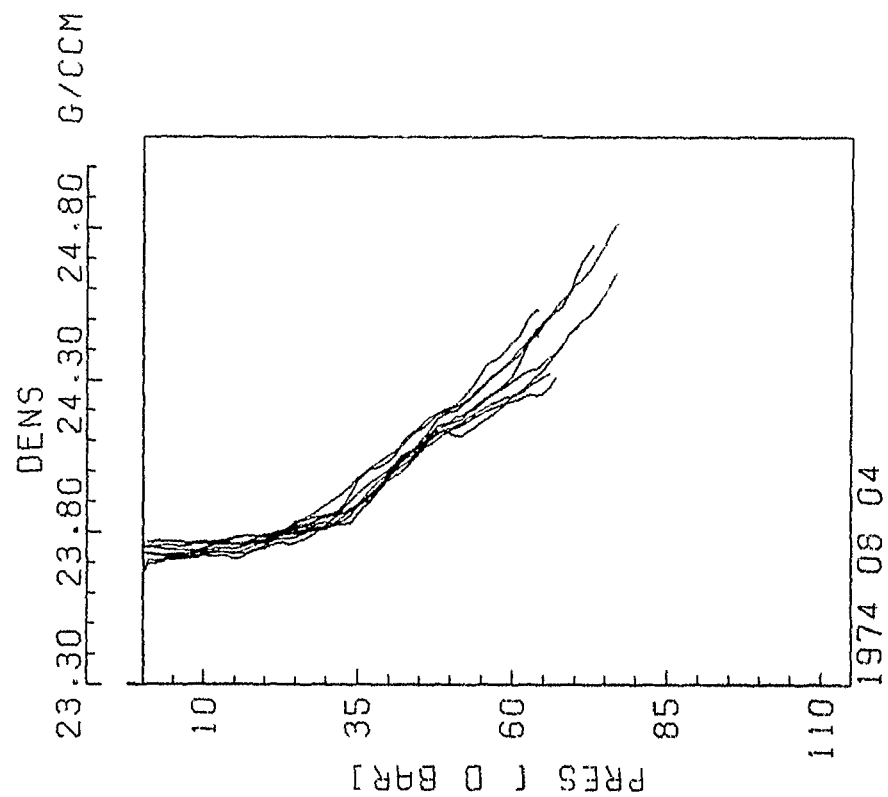
fig. 11)



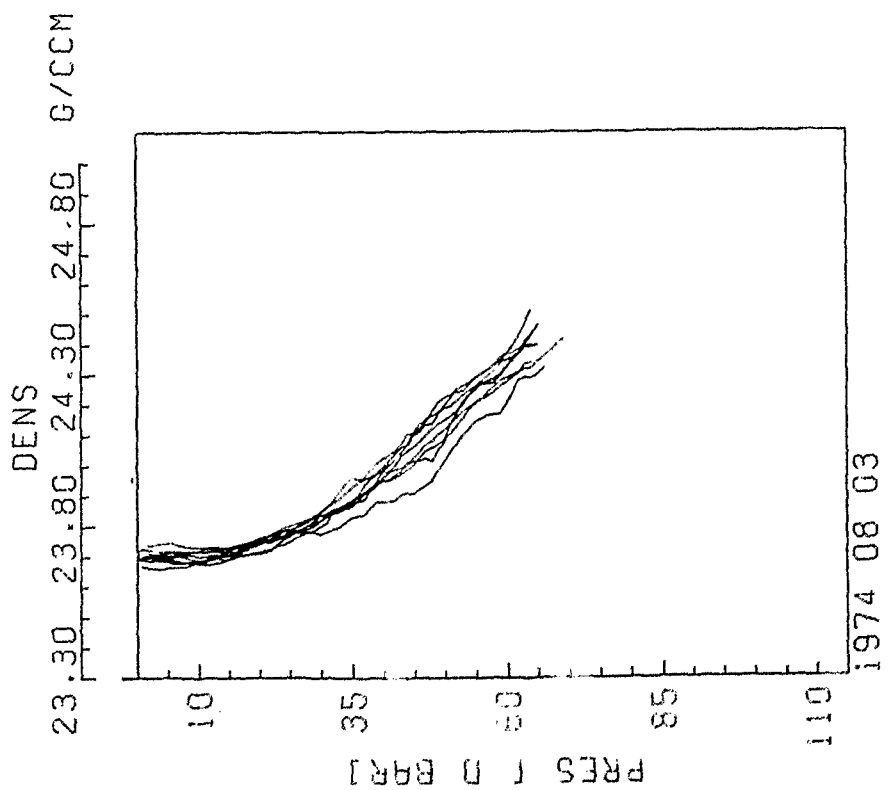
a)

b)

fig.12) Sequence of profiles of density for one day each

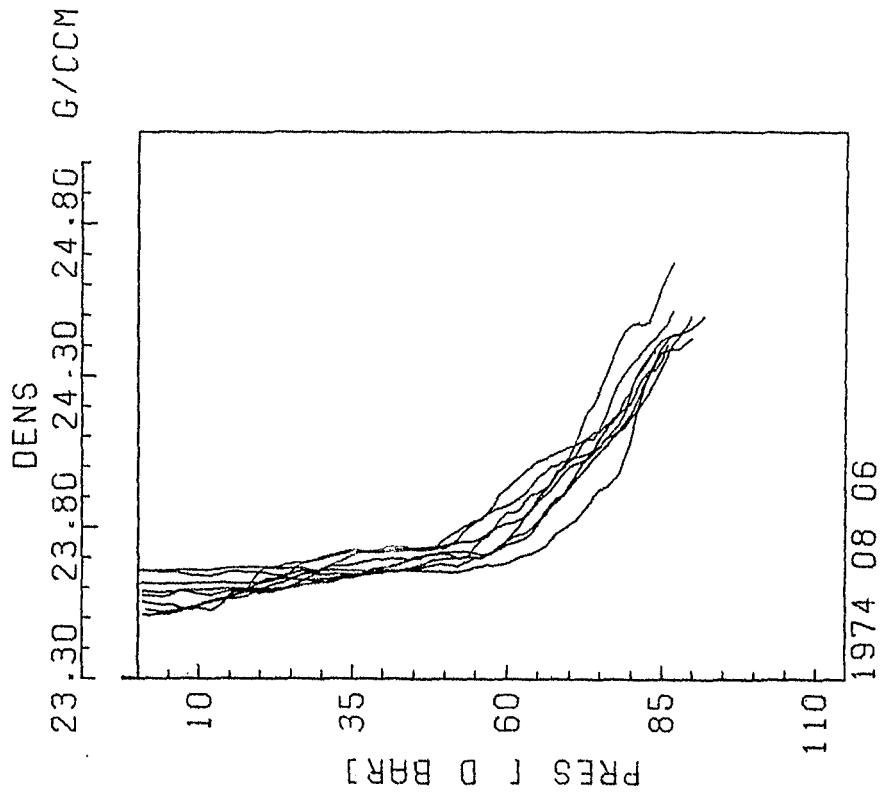


c)

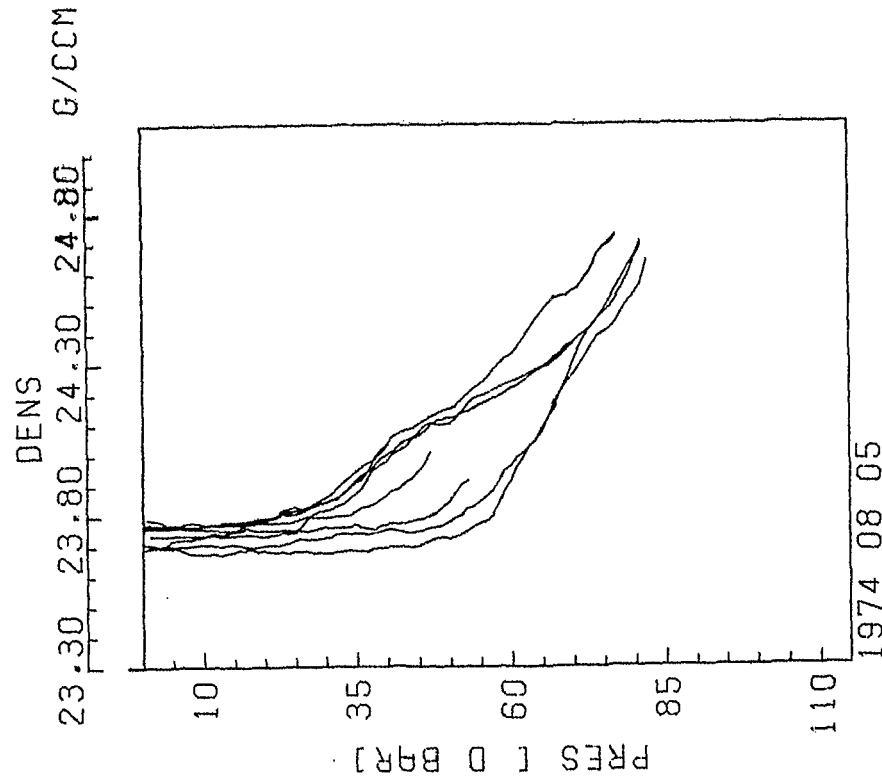


d)

fig. 12)

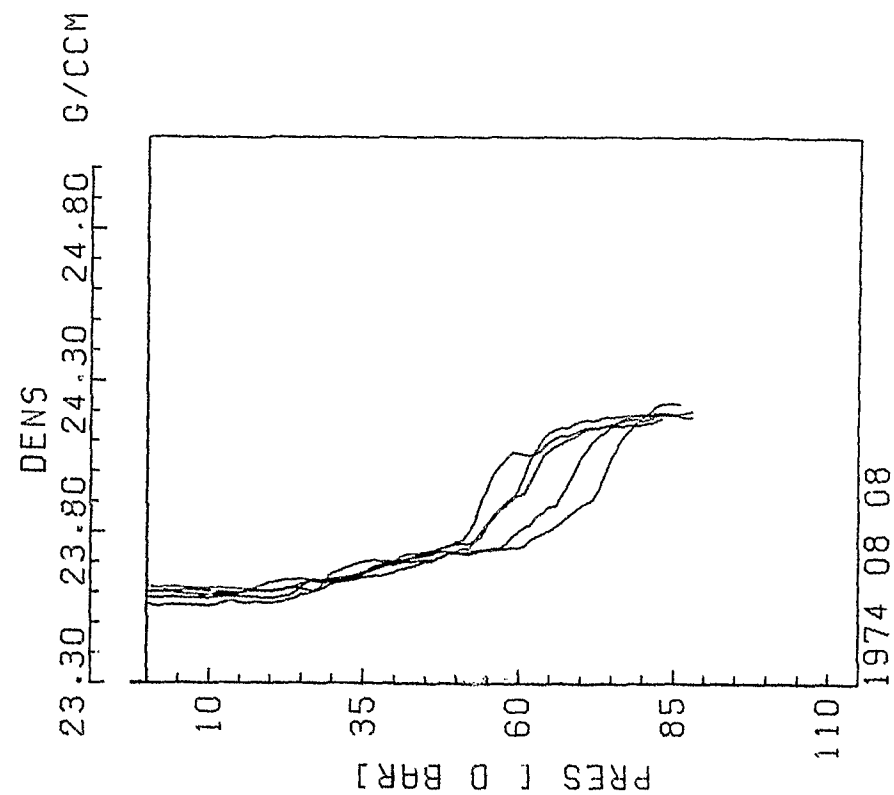


e)

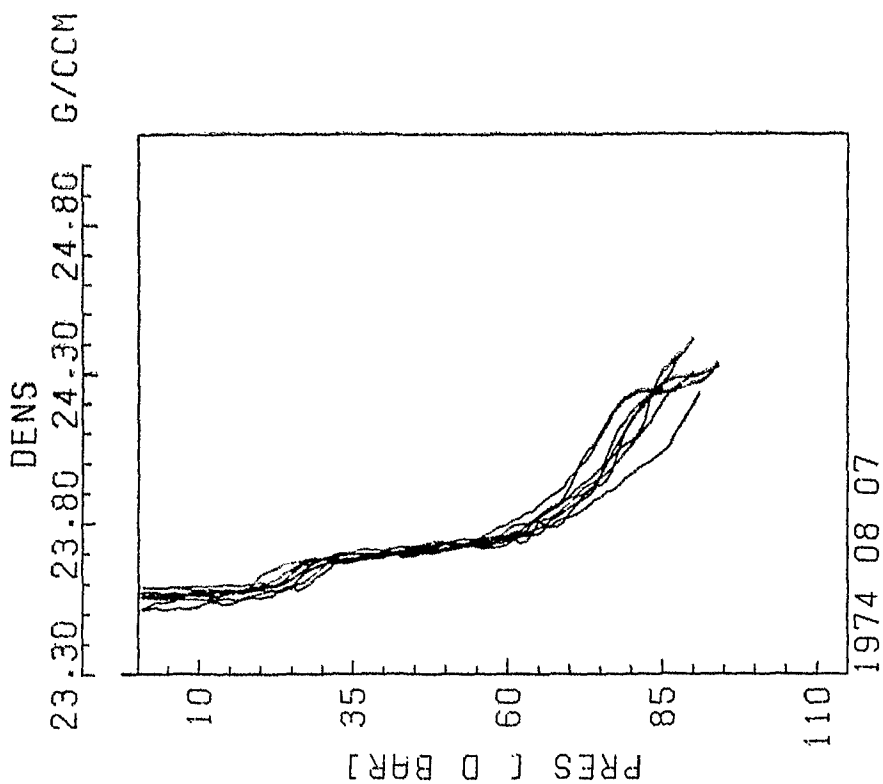


f)

fig. 12)

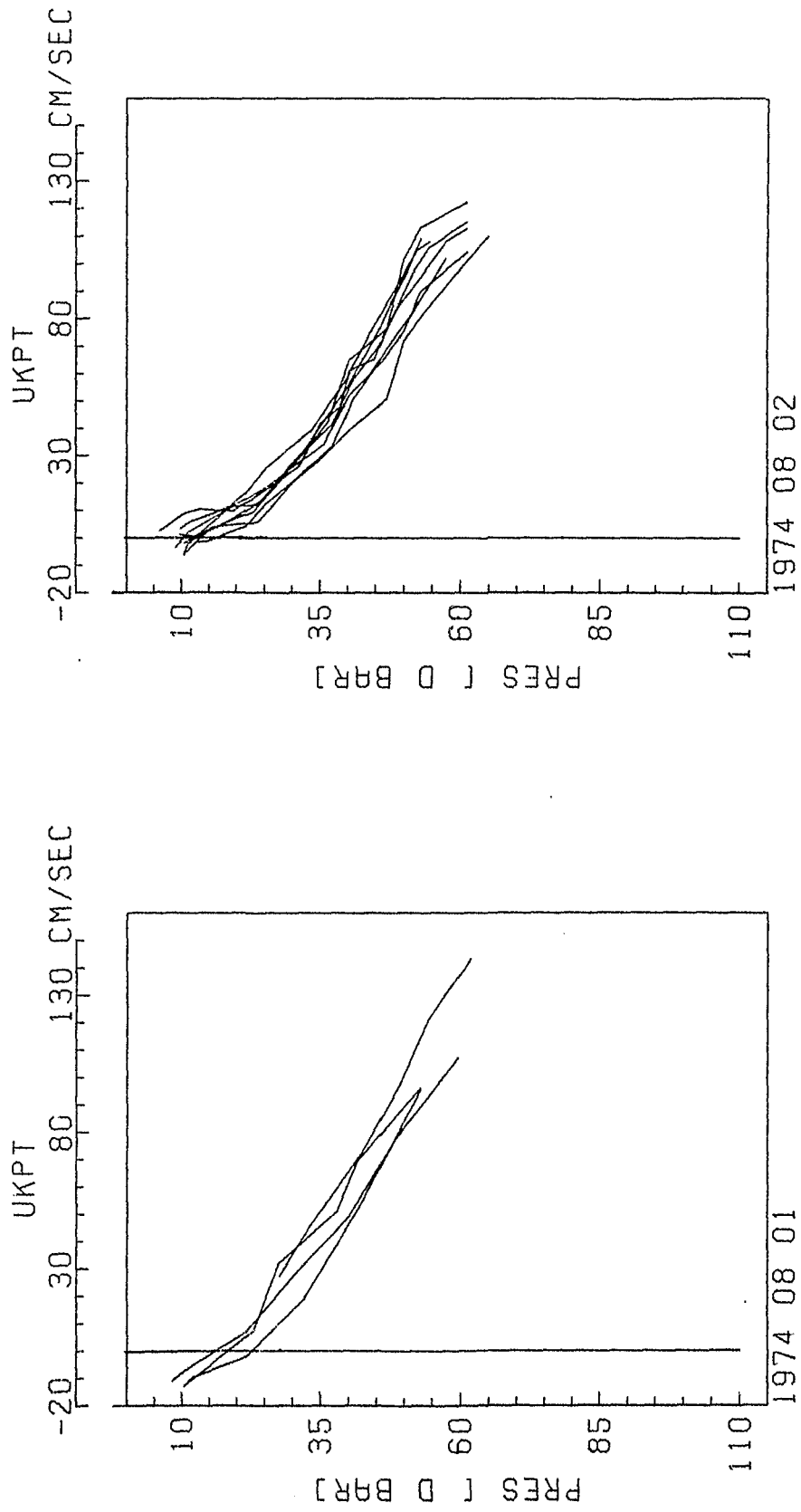


g)



h)

fig. 12)

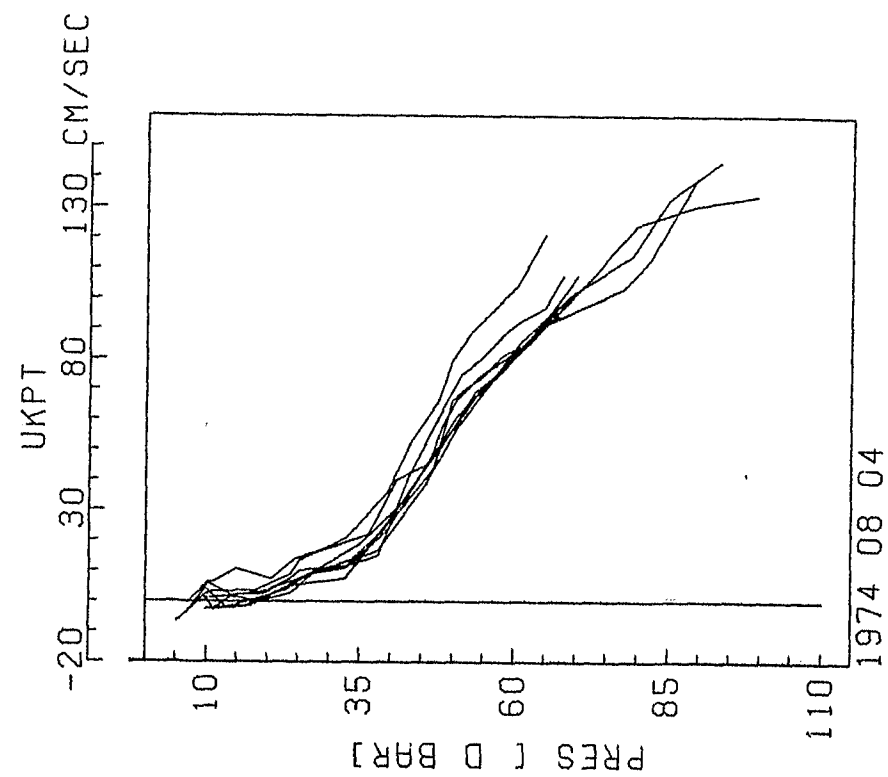


a)

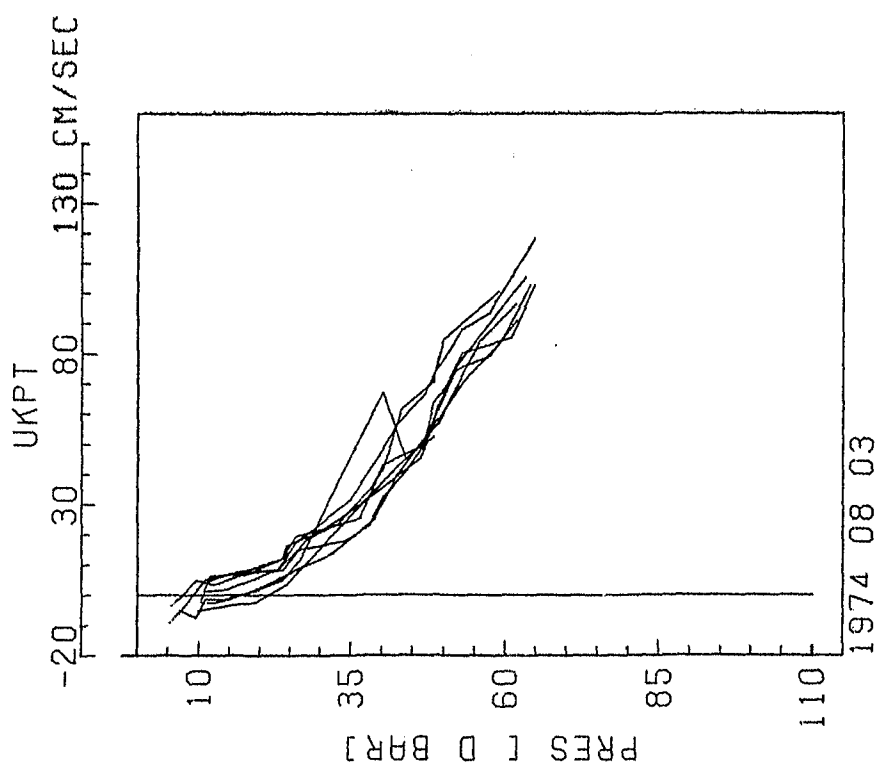
b)

fig. 13) Sequence of profiles of east component (u) for one day each



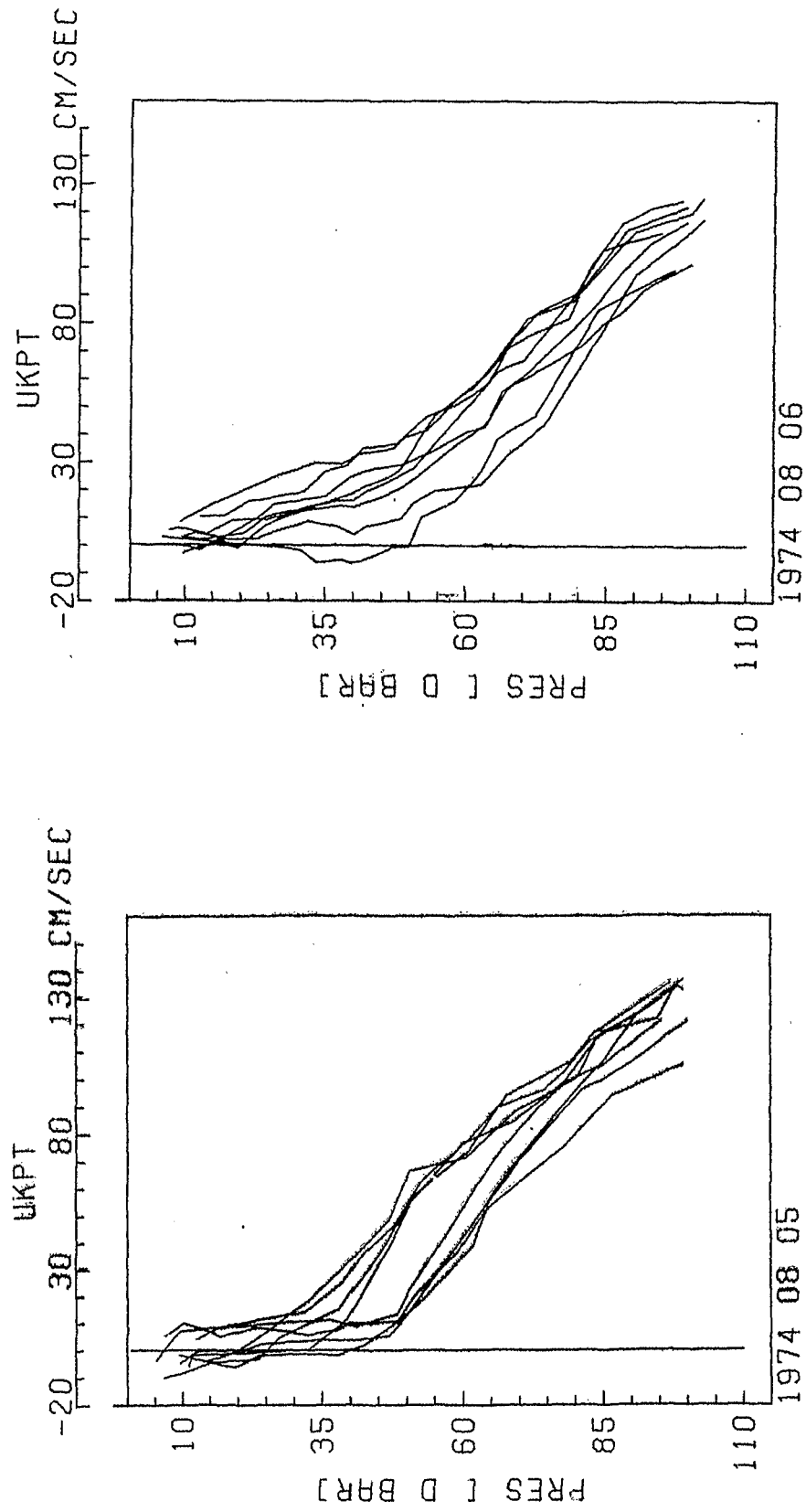


c)



d)

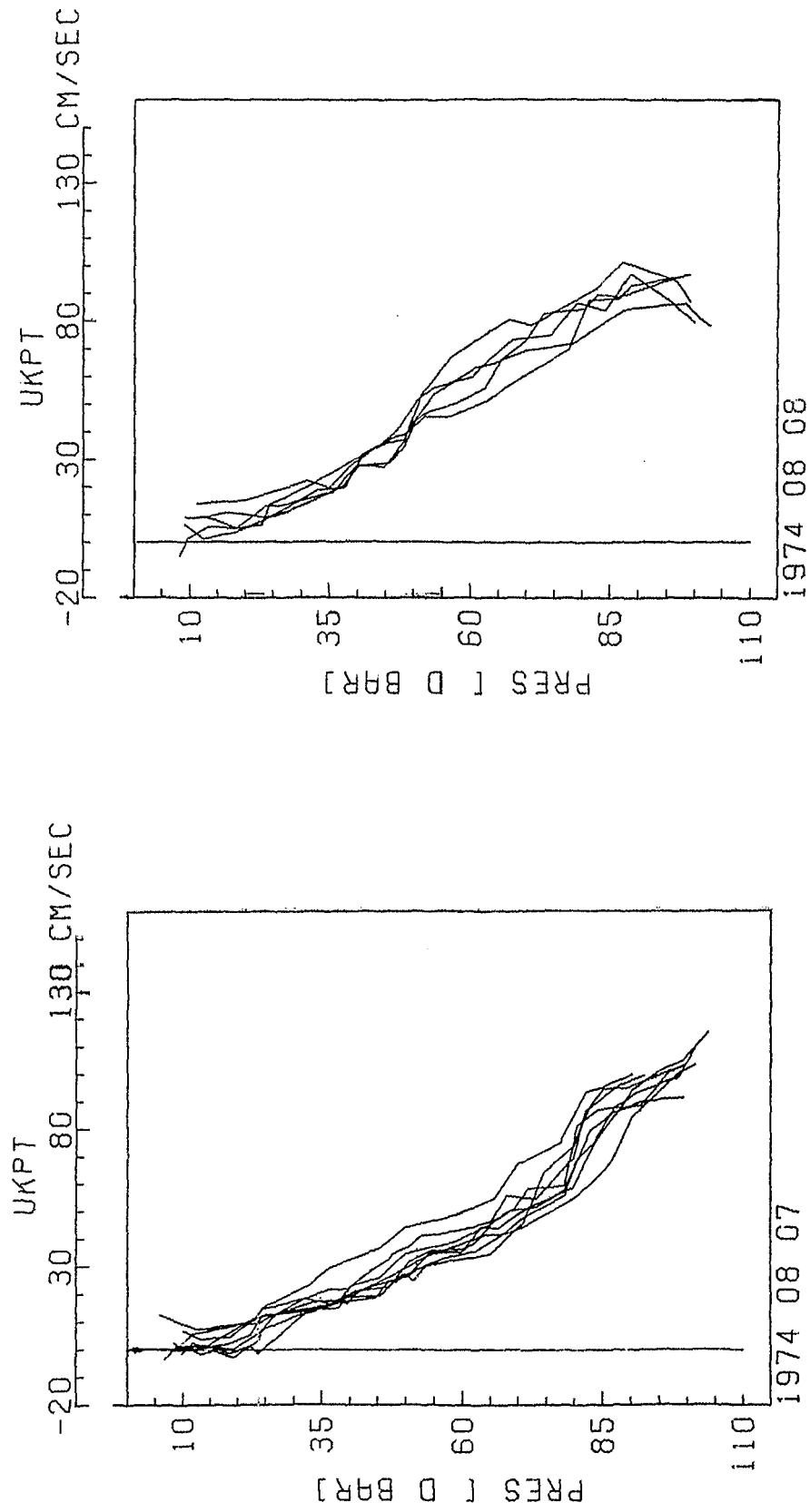
fig. 13)



e)

f)

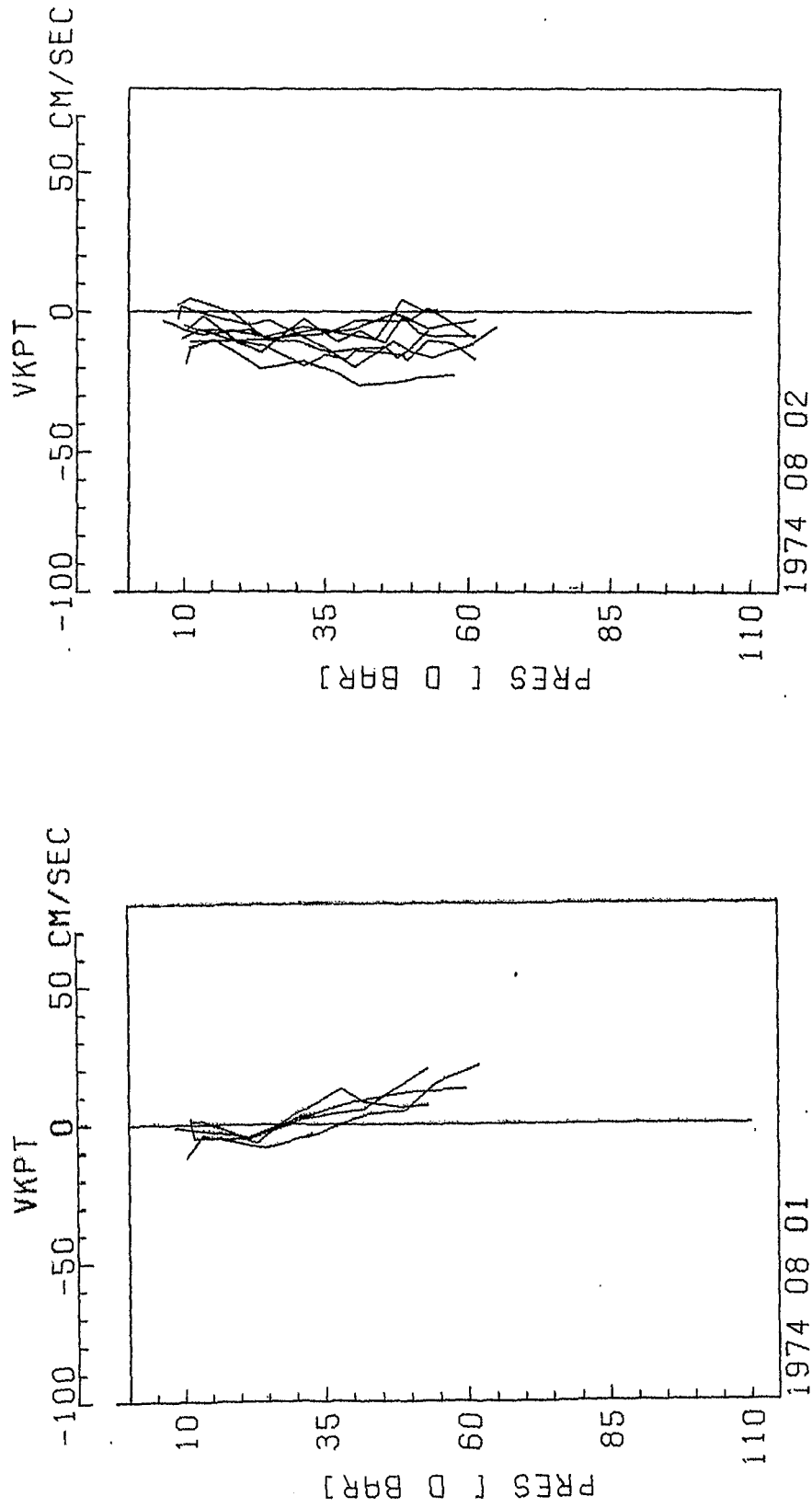
fig. 13)



h)

g)

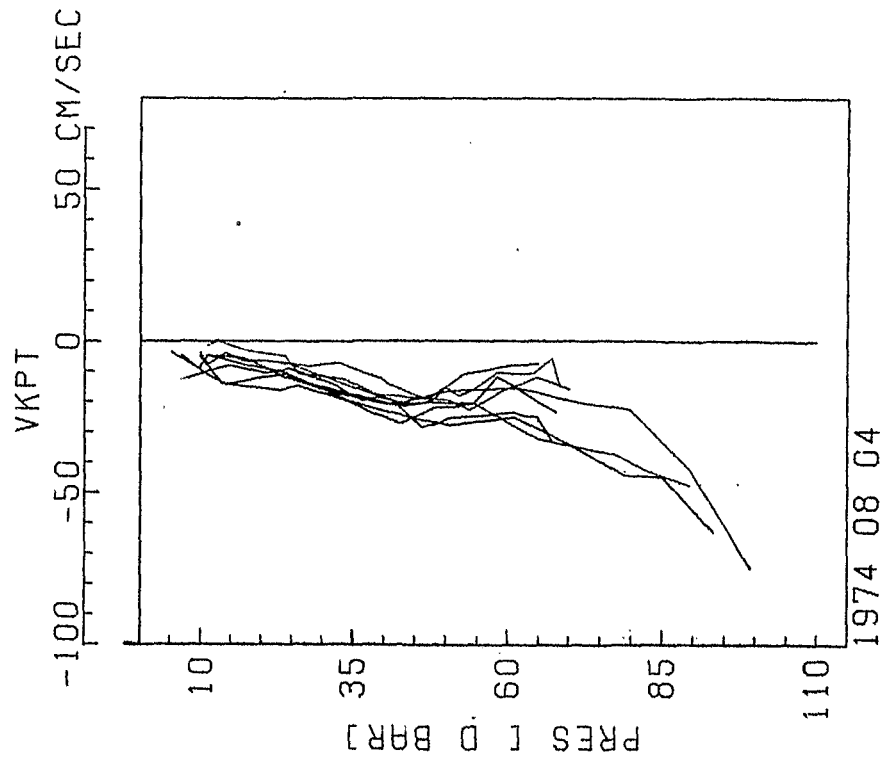
fig. 13)



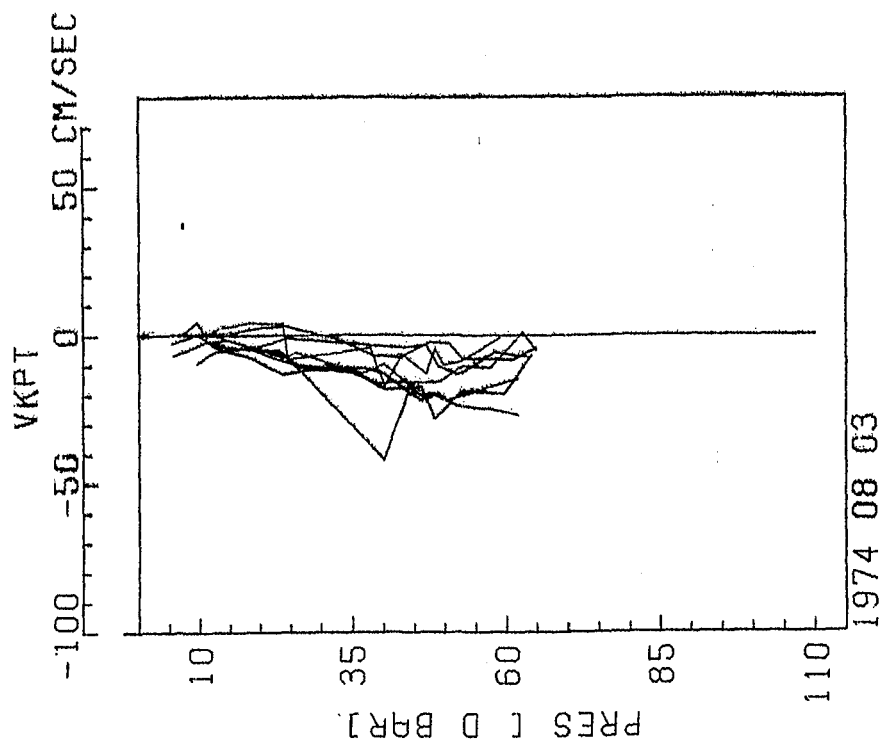
a)

b)

fig. 14) Sequence of profiles of north component (v) for one day

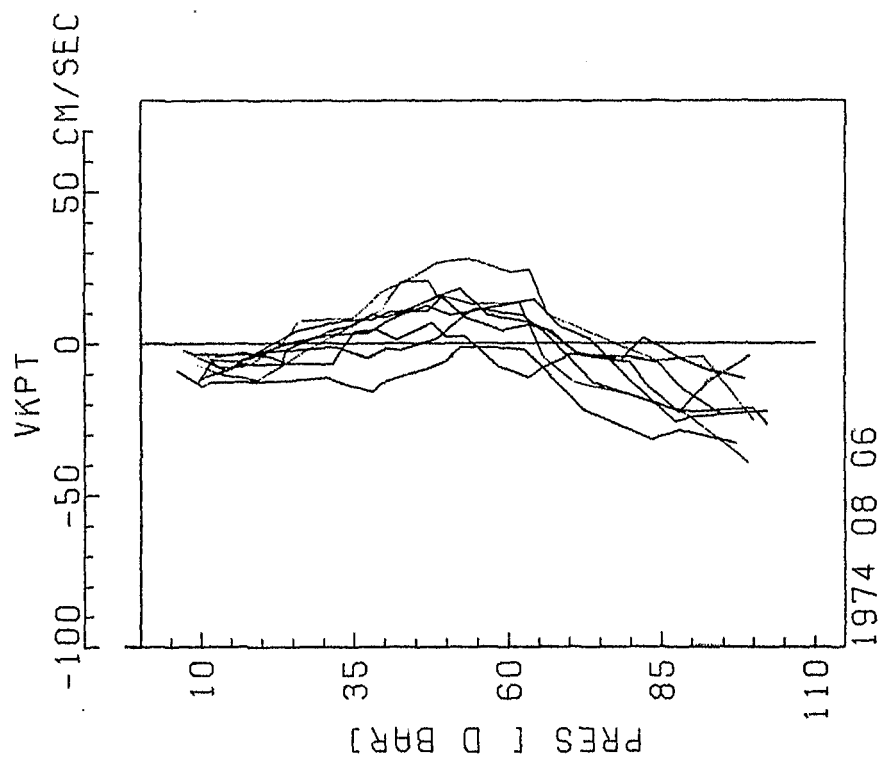


d)

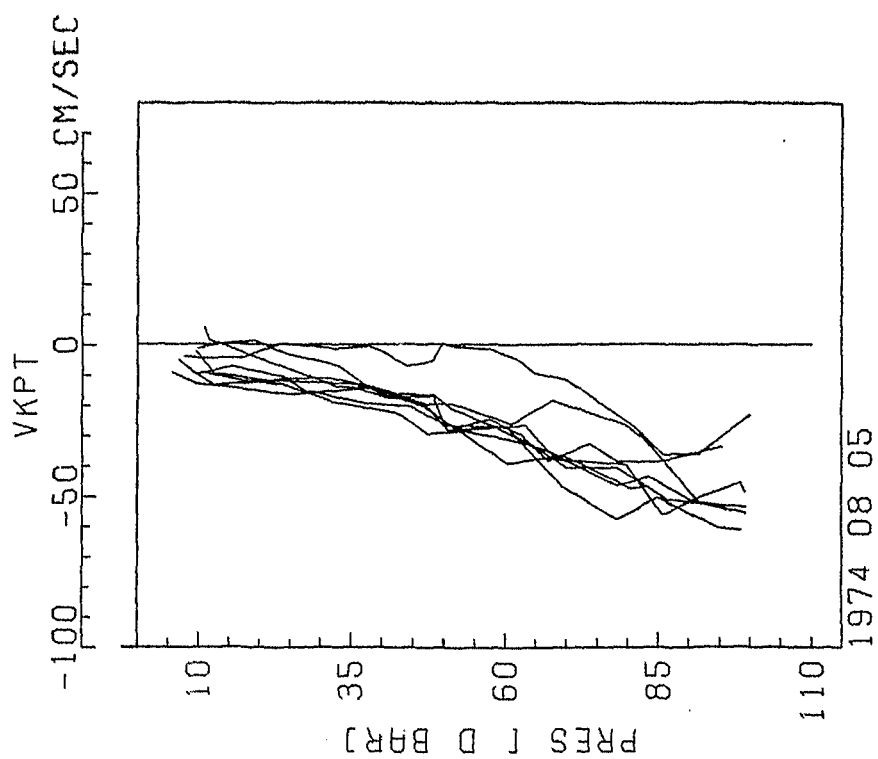


c)

fig. 14)

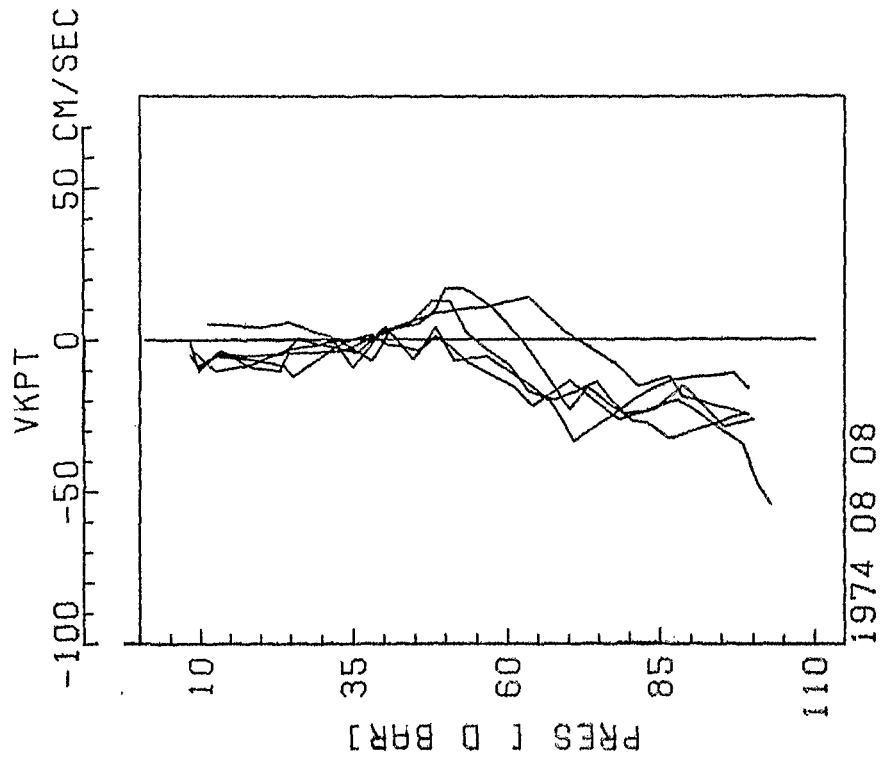


f)

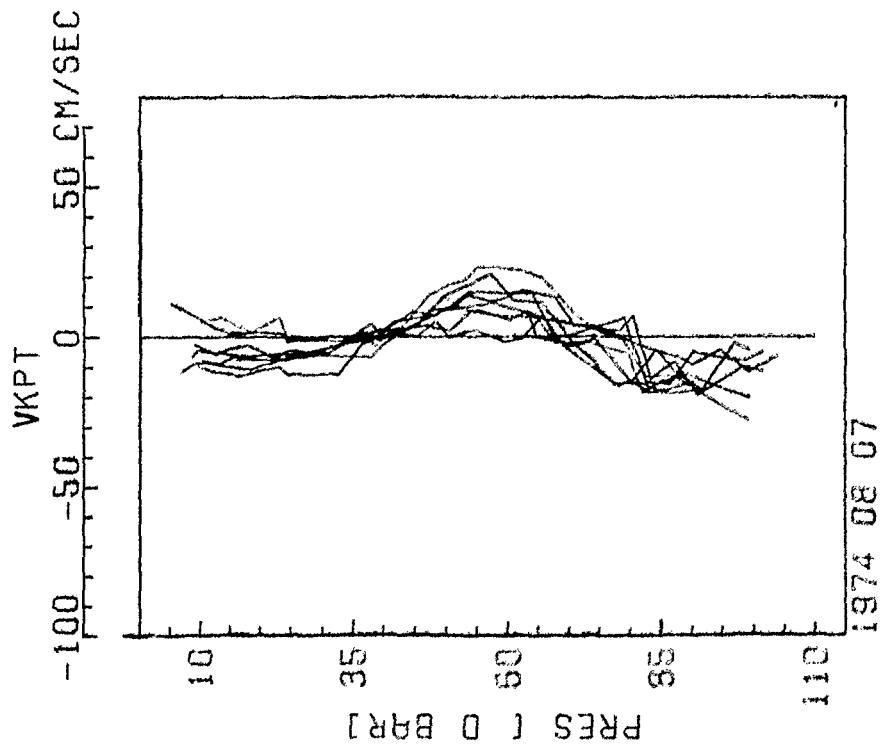


e)

fig. 14)



g)



h)

fig. 14)

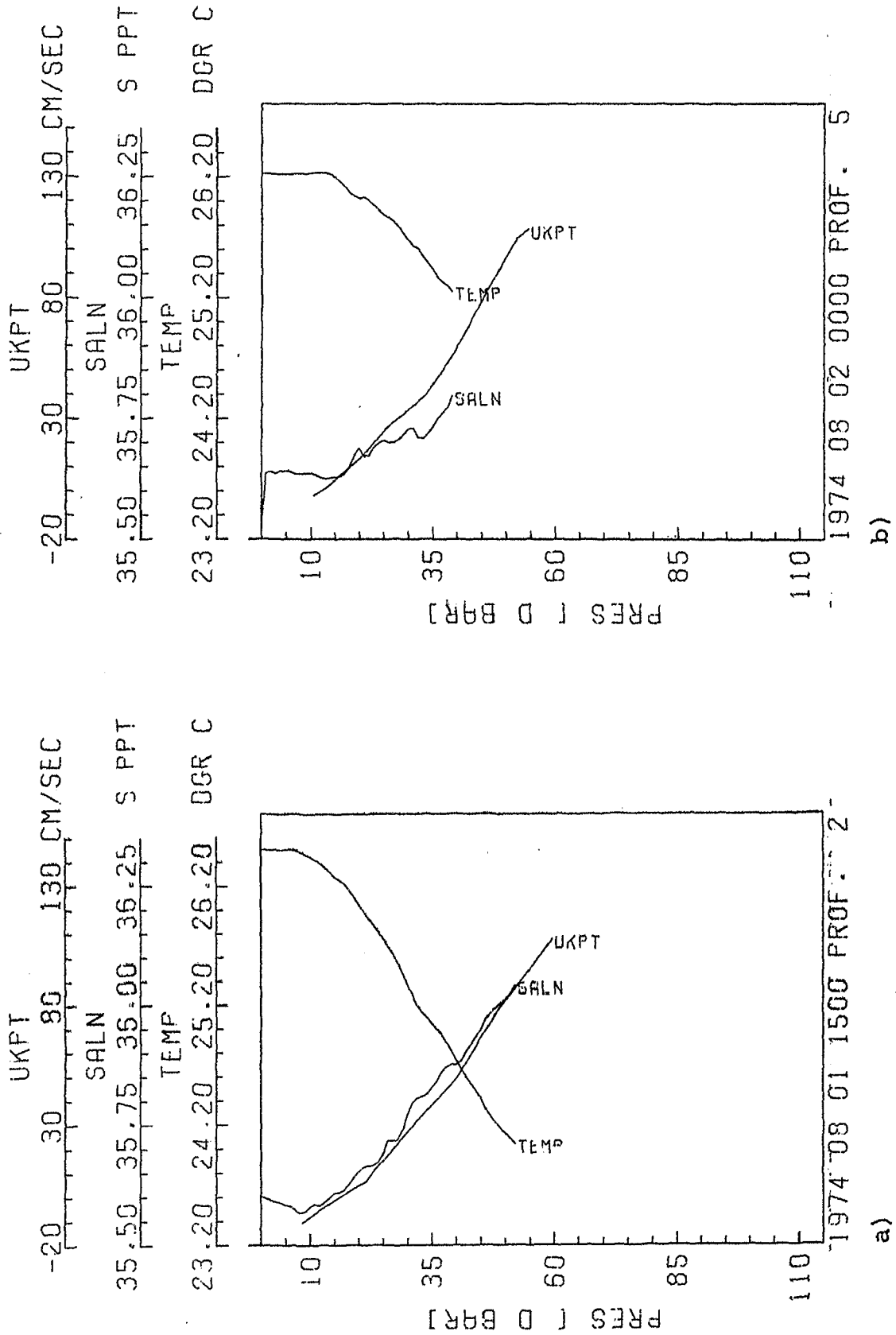


fig. 15) Characteristic samples of vertical profiles indicating the development of the surface layer



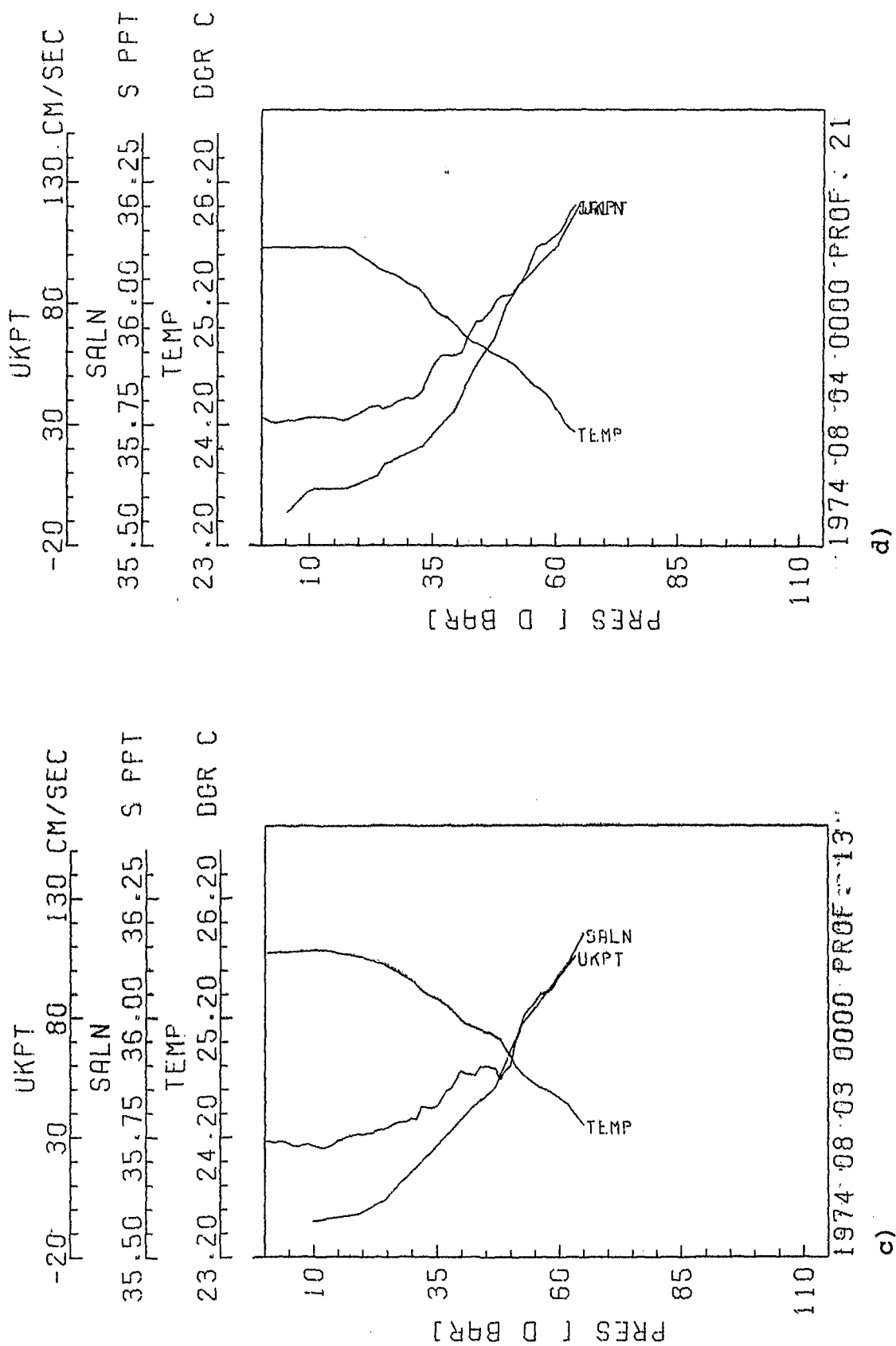


fig. 15)

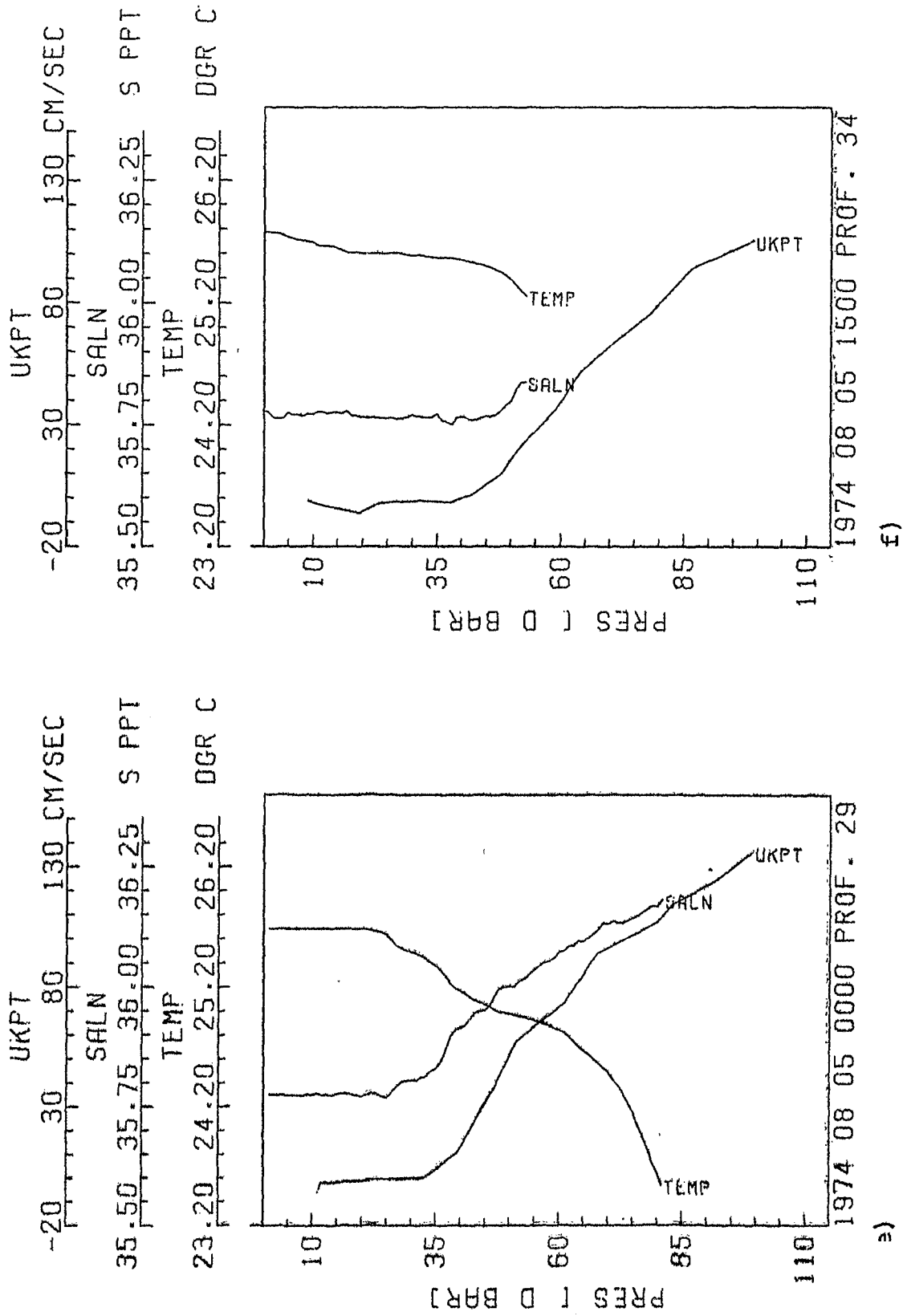


fig. 15)

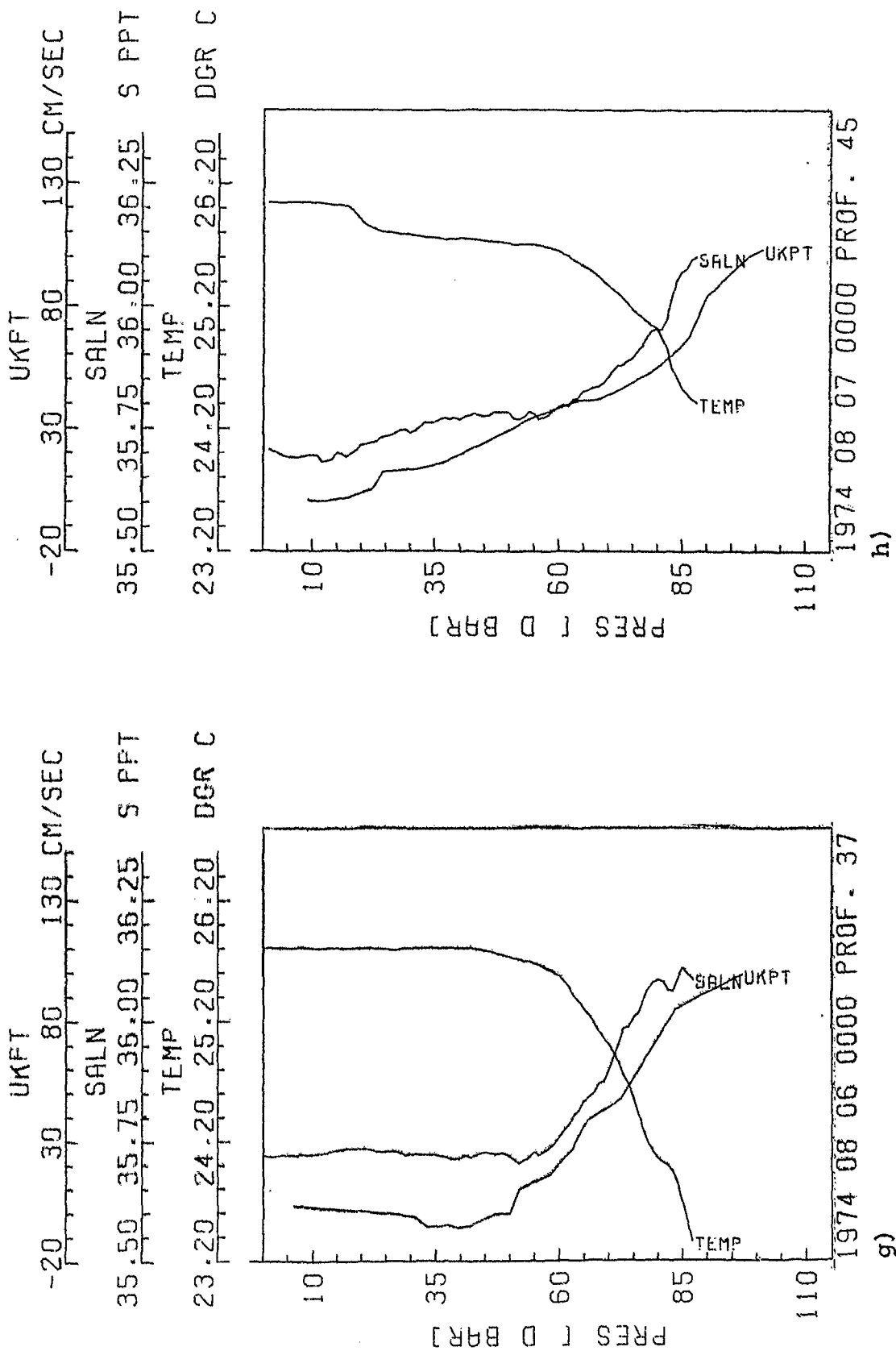


fig. 15)

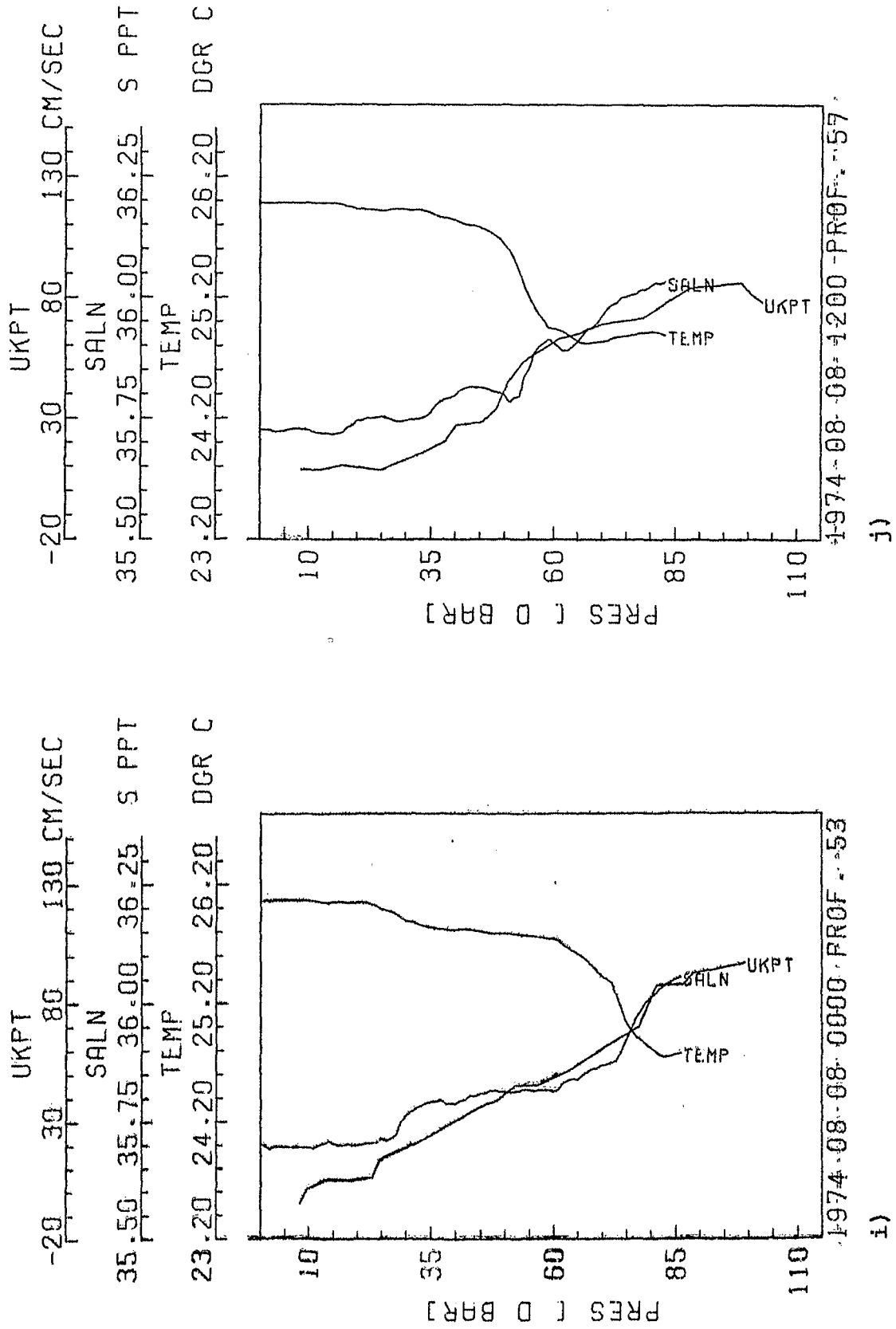


fig. 15)

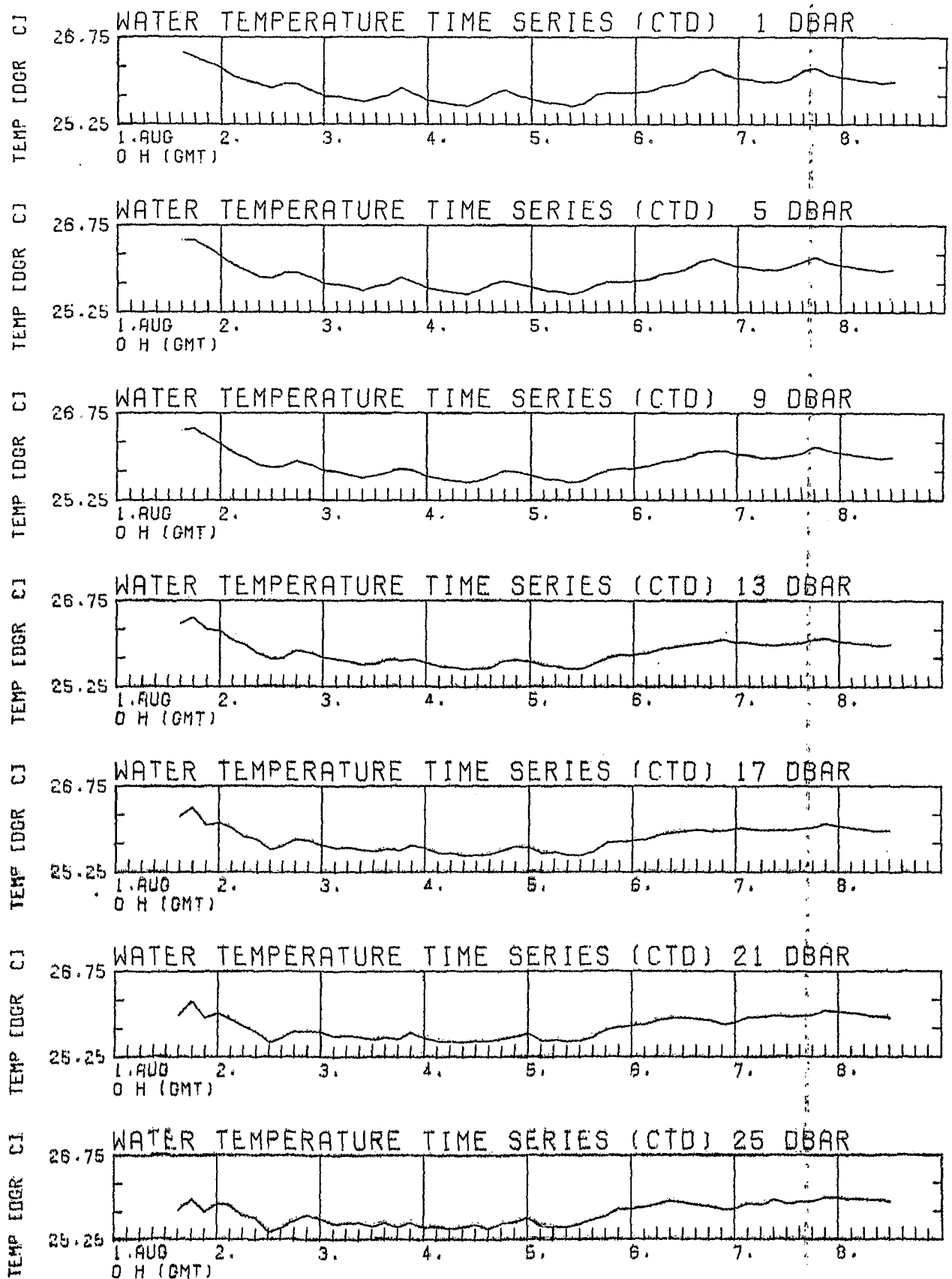


fig. 16) Time series of temperature (from CTD data)

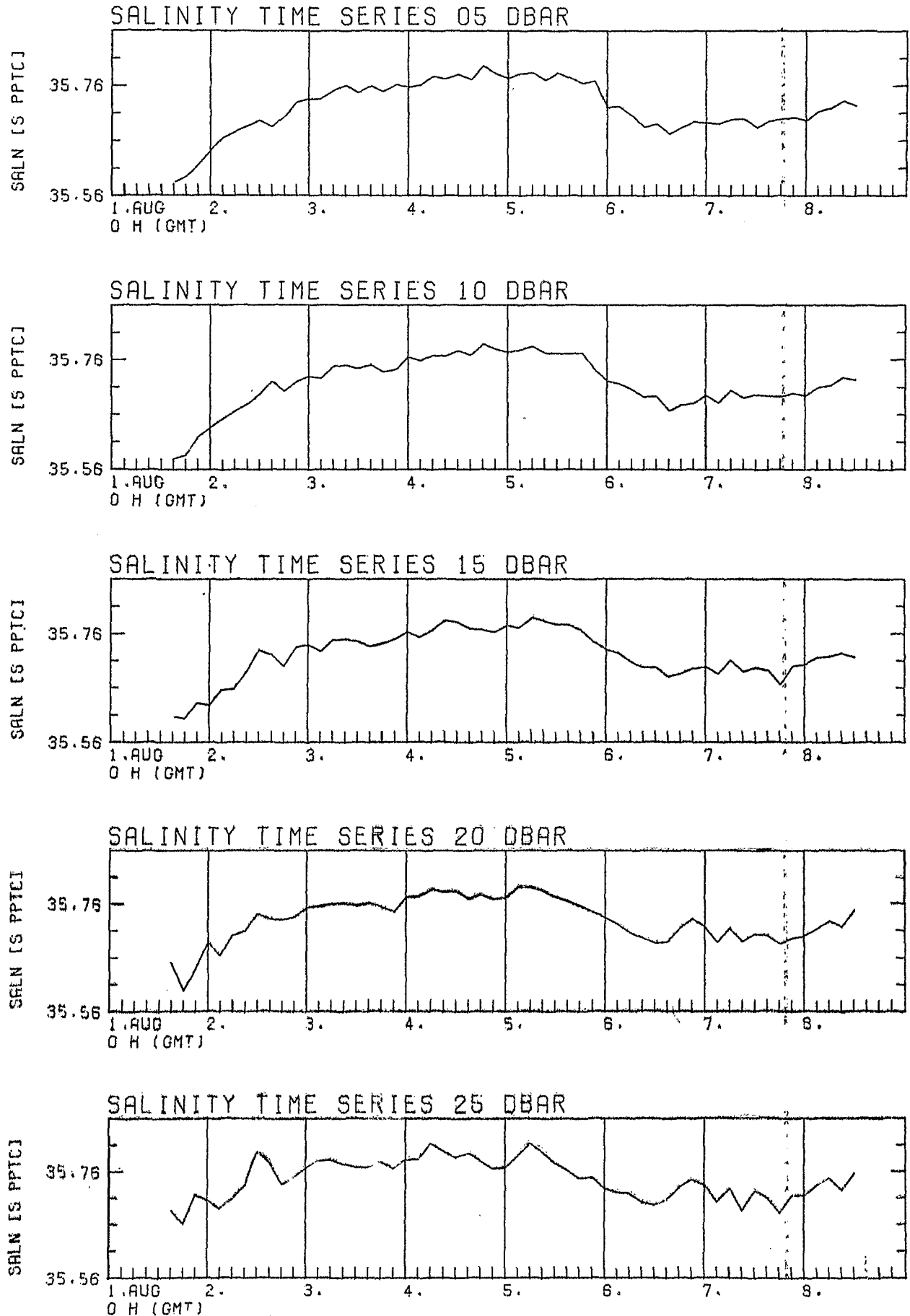


fig. 17) Time series of salinity (from CTD data)

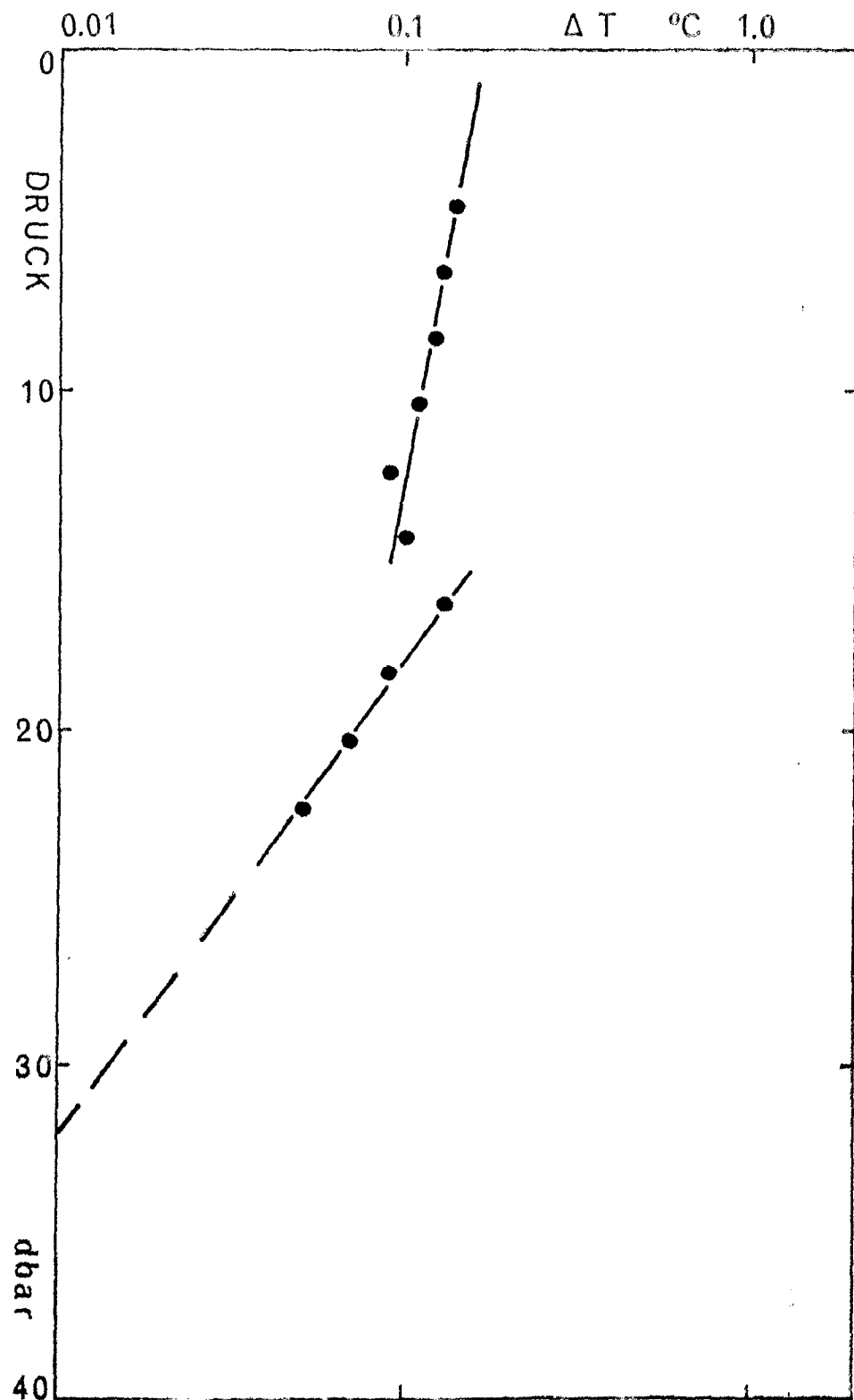


fig. 18) Diurnal cycle of water temperature as a function of pressure

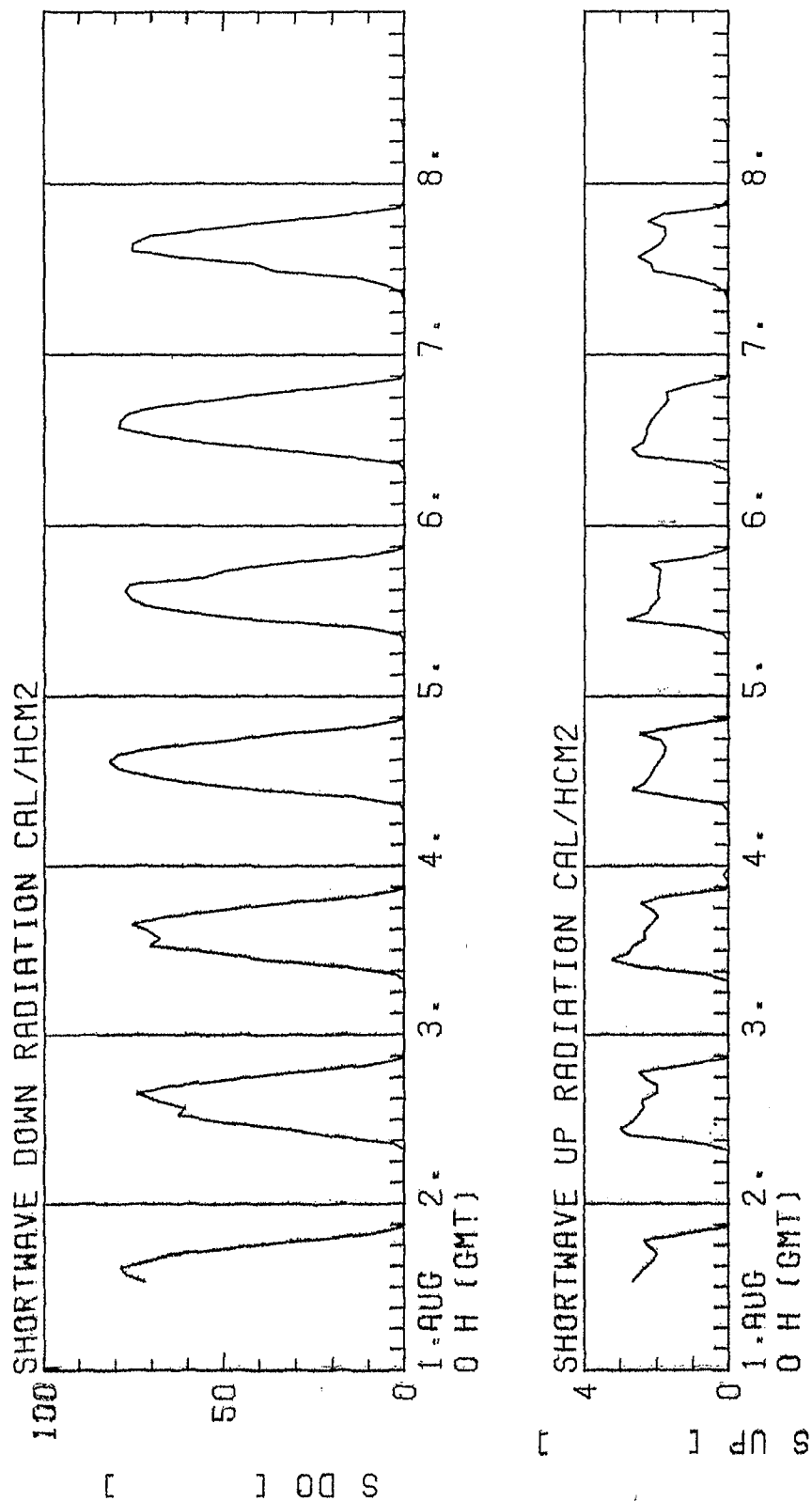


fig. 19)



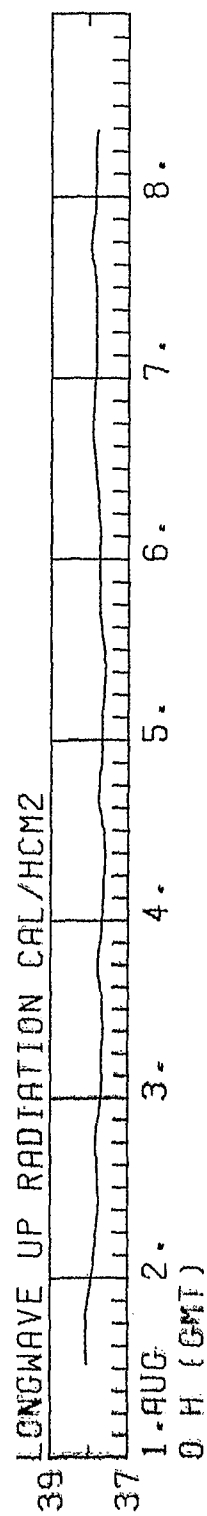
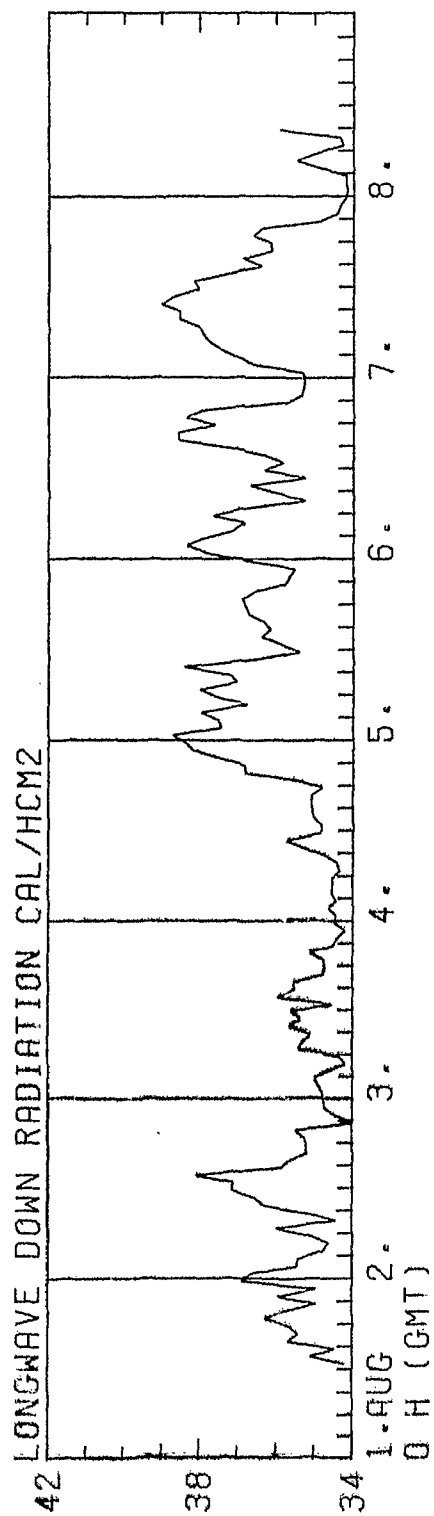


fig. 20)

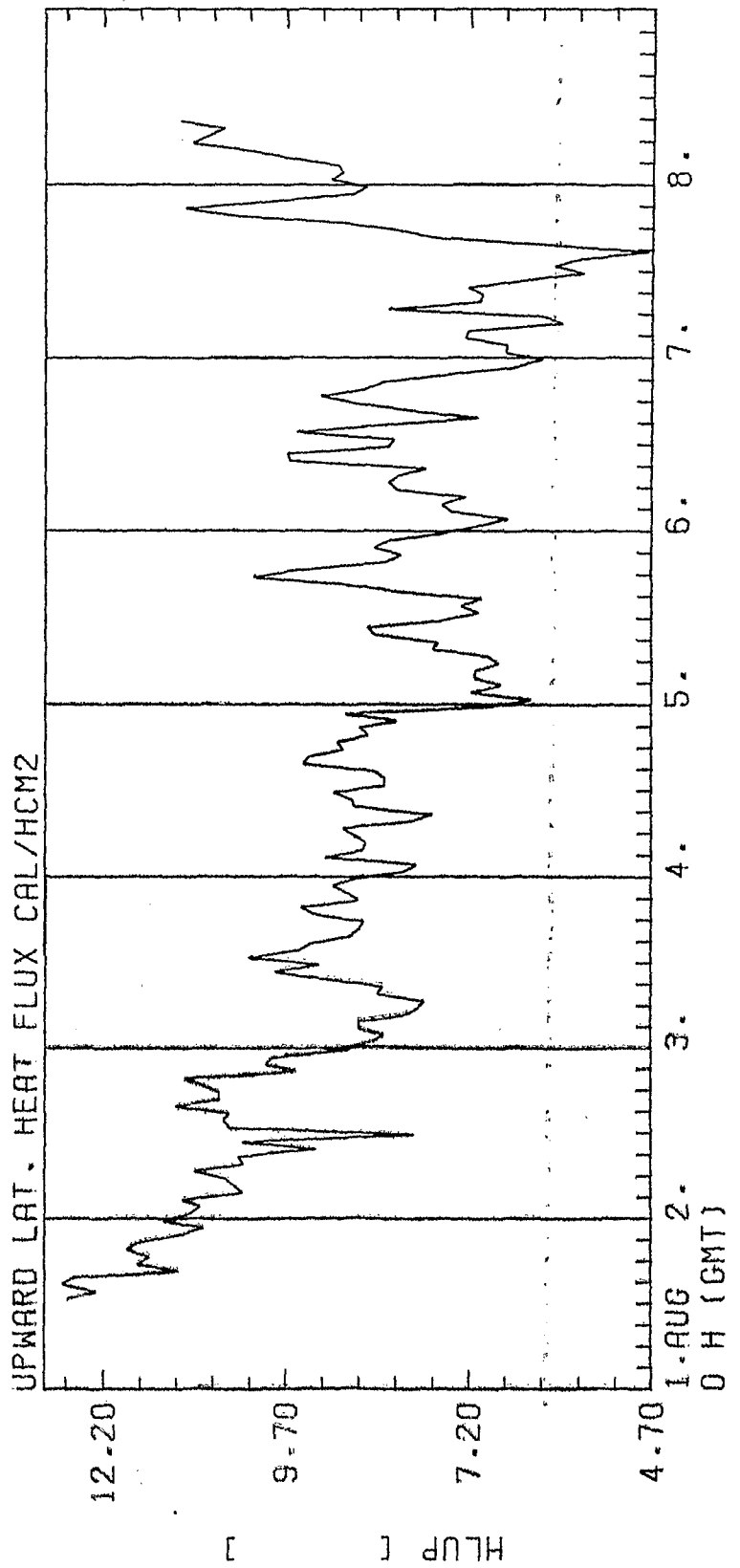
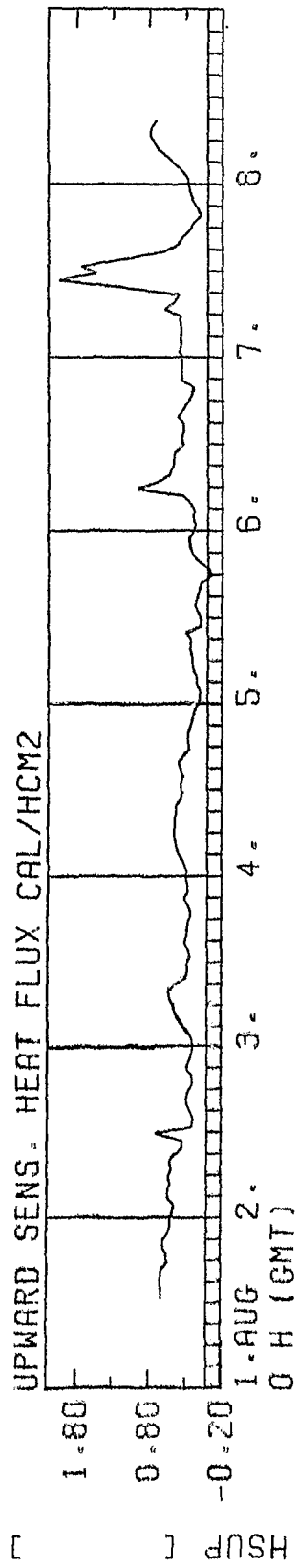


fig. 211

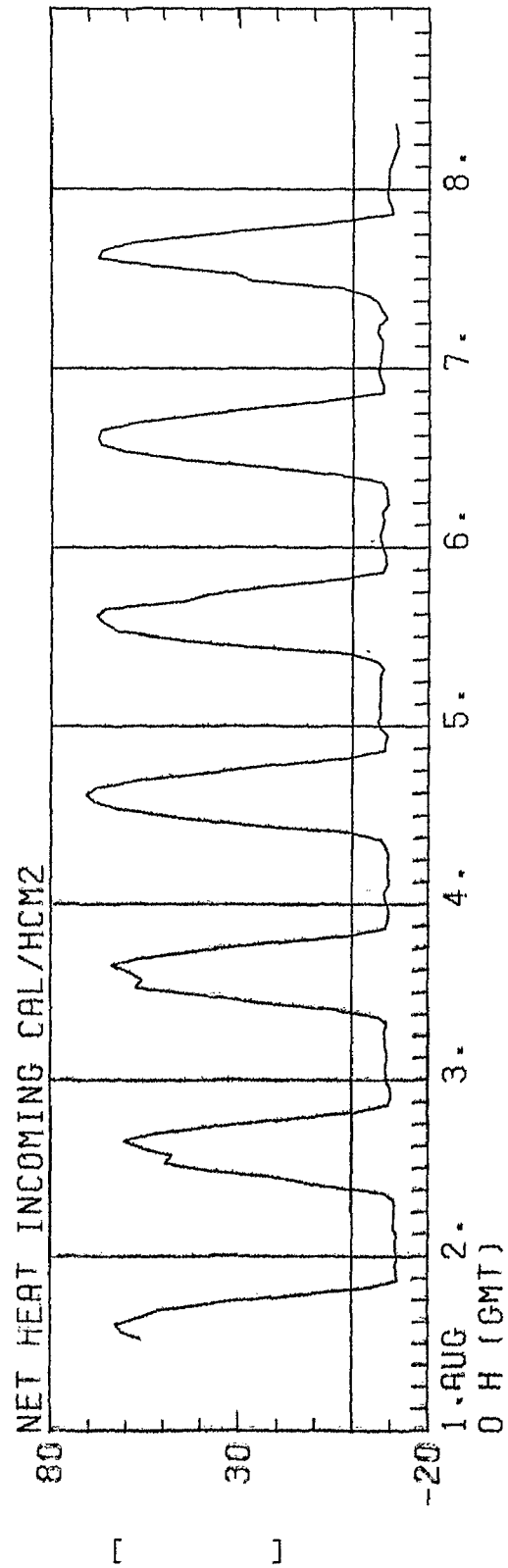


fig. 22)

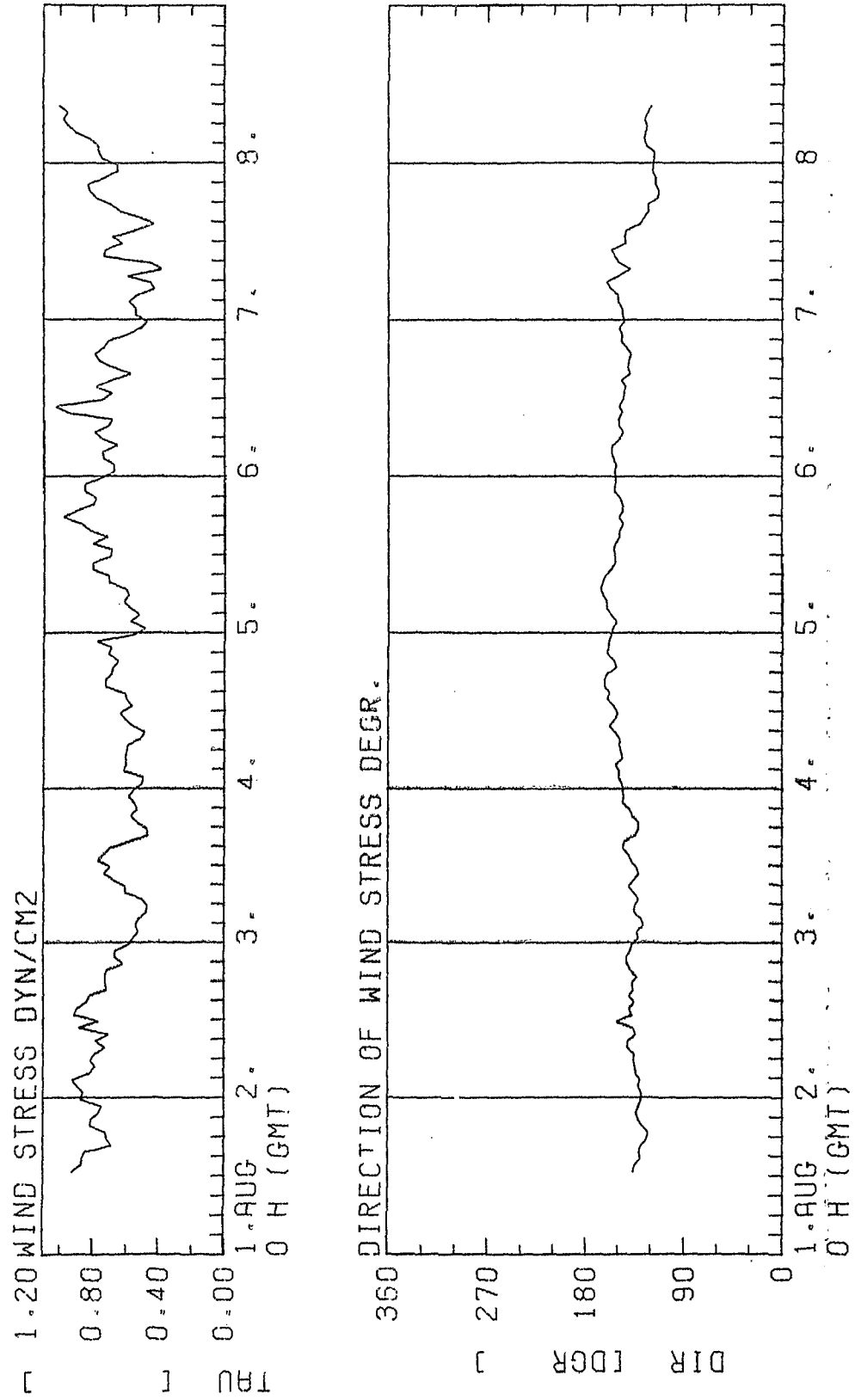


Fig. 23)

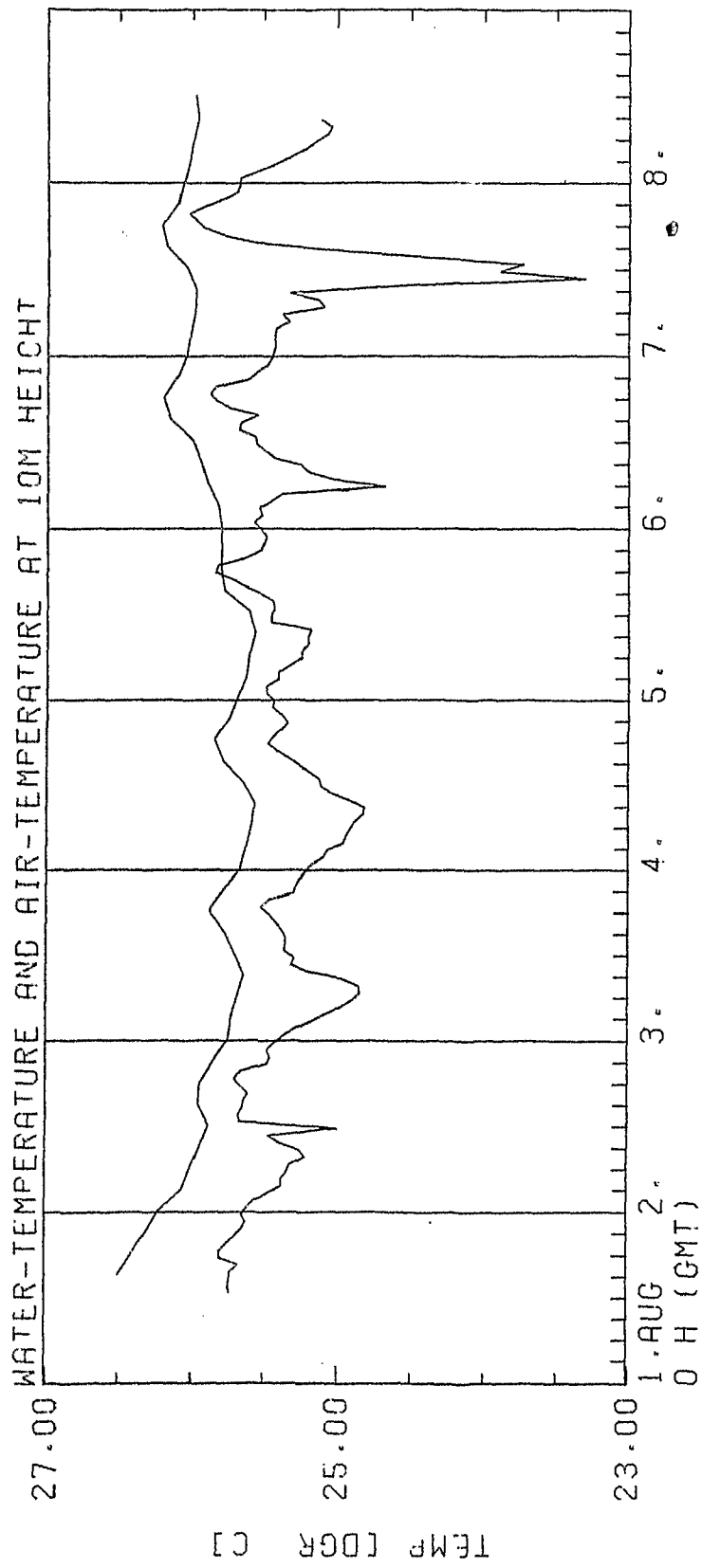


fig. 24)

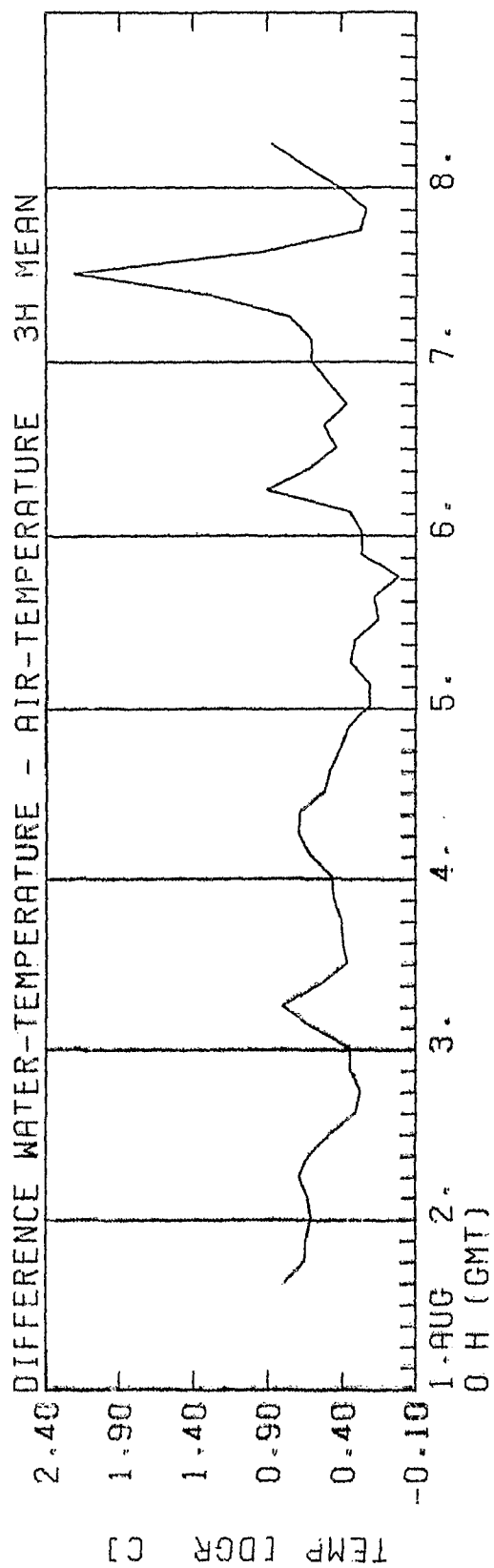


fig. 25)

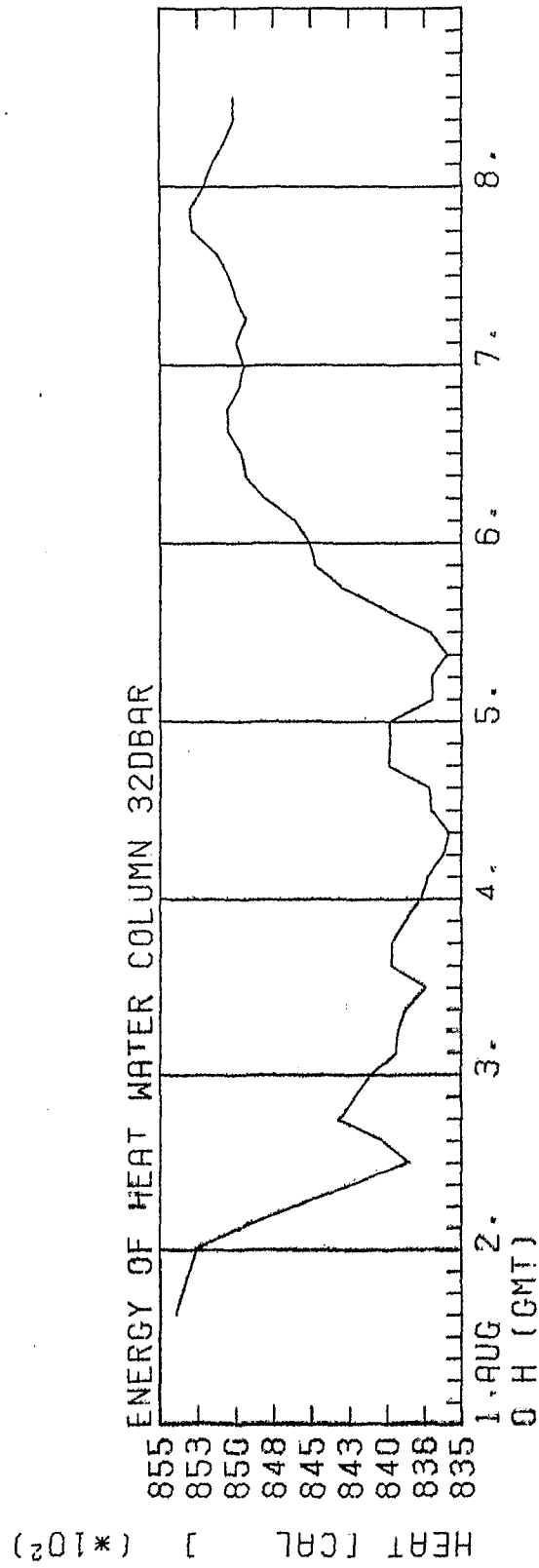


fig. 26)

Anhang C

FEHLERRECHNUNG  
FÜR RICHARDSON-ZAHLEN



### Fehlerrechnung für Richardson-Zahlen

Der relative Fehler der Ri-Zahl setzt sich zusammen aus der Summe der relativen Fehler der einzelnen Variablen:

$$\frac{\delta Ri}{Ri} = \frac{\delta \Delta z}{\Delta z} + \frac{\delta \Delta \rho}{\Delta \rho} + \frac{\delta ((\Delta u)^2 + (\Delta v)^2)}{(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2}$$

Bei der Berechnung der ersten beiden Summanden ergeben sich keine Schwierigkeiten. Werden  $\Delta z$  und  $\Delta \rho$  entsprechend groß gewählt, so ist der Einfluß ihrer Fehler auf  $\delta Ri/Ri$  gering (siehe Abbildungen C1 und C2).

Es gelten die Beziehungen :  $u = |\vec{v}| \sin \phi$  und  $v = |\vec{v}| \cos \phi$  für die Komponenten. Daraus folgt:

$$\begin{aligned} (\Delta u)^2 + (\Delta v)^2 &= (|\vec{v}_1| \sin \phi_1 - |\vec{v}_2| \sin \phi_2)^2 \\ &\quad + (|\vec{v}_1| \cos \phi_1 - |\vec{v}_2| \cos \phi_2)^2 \\ &= |\vec{v}_1|^2 + |\vec{v}_2|^2 - 2 |\vec{v}_1| |\vec{v}_2| \cos(\phi_1 - \phi_2) \end{aligned}$$

Den Fehler für diesen Ausdruck bekommt man mit Hilfe des Gauß'schen Fehlerfortpflanzungsgesetzes:

$$dF = dx_1 \left| \frac{\partial F}{\partial x_1} \right| + dx_2 \left| \frac{\partial F}{\partial x_2} \right| + \dots + dx_n \left| \frac{\partial F}{\partial x_n} \right|$$

Angewendet auf  $(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2$  ergibt sich:

$$d((\Delta u)^2 + (\Delta v)^2) =$$

$$\begin{aligned} & d|\vec{v}_1| \cdot \left| \frac{\partial}{\partial |\vec{v}_1|} (|\vec{v}_1|^2 + |\vec{v}_2|^2 - 2|\vec{v}_1||\vec{v}_2|\cos(\phi_1 - \phi_2)) \right| \\ & + d\phi_1 \cdot \left| \frac{\partial}{\partial \phi_1} (|\vec{v}_1|^2 + |\vec{v}_2|^2 - 2|\vec{v}_1||\vec{v}_2|\cos(\phi_1 - \phi_2)) \right| \\ & + d|\vec{v}_2| \cdot \left| \frac{\partial}{\partial |\vec{v}_2|} (|\vec{v}_1|^2 + |\vec{v}_2|^2 - 2|\vec{v}_1||\vec{v}_2|\cos(\phi_1 - \phi_2)) \right| \\ & + d\phi_2 \cdot \left| \frac{\partial}{\partial \phi_2} (|\vec{v}_1|^2 + |\vec{v}_2|^2 - 2|\vec{v}_1||\vec{v}_2|\cos(\phi_1 - \phi_2)) \right| \end{aligned}$$

Folgende Annahmen werden gemacht:

1. Differentiale werden durch absoluten Fehler ersetzt.
2. Fehler für  $|\vec{v}_1|$  und  $|\vec{v}_2|$  und für  $\phi_1$  und  $\phi_2$  sind je-  
weils gleich.
3. Bei der Differenzmessung wird nur ein halb so großer  
Fehler gemacht wie bei einer Absolutmessung.

Daraus folgt:

$$d|\vec{v}_1| = \delta|\vec{v}_1|, \quad d\phi_1 = \delta\phi_1 \quad \text{und} \quad d|\vec{v}_2| = \delta|\vec{v}_2|, \quad d\phi_2 = \delta\phi_2$$

$$\delta|\vec{v}_1| = \delta|\vec{v}_2| = \delta|\vec{v}| = 0.5 \text{ cm/s} \quad \text{und} \quad \delta\phi_1 = \delta\phi_2 = \delta\phi = 2.5 \text{ grad}$$

Nach der Ableitung der einzelnen Terme erhält man:

$$\begin{aligned} \delta((\Delta u)^2 + (\Delta v)^2) = & 0.5 \cdot 2 \cdot | |\vec{v}_1| - |\vec{v}_2| \cos(\phi_1 - \phi_2) | \\ & + 2.5 \cdot 2 \cdot | |\vec{v}_1| \cdot |\vec{v}_2| \cos(\phi_1 - \phi_2) | \\ & + 0.5 \cdot 2 \cdot | |\vec{v}_1| - |\vec{v}_2| \cos(\phi_1 - \phi_2) | \\ & + 2.5 \cdot 2 \cdot | -|\vec{v}_1| \cdot |\vec{v}_2| \cos(\phi_1 - \phi_2) | \end{aligned}$$

Der relative Fehler von  $(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2$ , aufgetragen über  $\phi_1 - \phi_2$  mit verschiedenen Parametern  $|\vec{v}_1|$  und  $|\vec{v}_2|$ , wird

in der zweiten Abbildung gezeigt. Ein allgemein gültiger absoluter Fehler für  $(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2$  läßt sich nicht finden. Er ist abhängig von  $\Delta\phi$ ,  $\Delta|\vec{v}|$  und dem Verhältnis  $\Delta|\vec{v}|$  zu  $(|\vec{v}_1| + |\vec{v}_2|)$ . Die Bereiche für annehmbare Fehler (relative) sind sehr eng. Es wird daher vorgezogen, für jede zu berechnende Ri-Zahl individuell den relativen Fehler auf folgende Weise zu bestimmen:

$$\begin{aligned} \delta((\Delta u)^2 + (\Delta v)^2) = & F(|\vec{v}_1|, \phi_1, |\vec{v}_2|, \phi_2, \delta|\vec{v}|, \delta\phi) = \\ & (|\vec{v}_1| \pm \delta|\vec{v}|)^2 + (|\vec{v}_2| \pm \delta|\vec{v}|)^2 \\ & - 2(|\vec{v}_1| \pm \delta|\vec{v}|)(|\vec{v}_2| \pm \delta|\vec{v}|) \cos((\phi_1 \pm \delta\phi) - (\phi_2 \pm \delta\phi)) \end{aligned}$$

$$\frac{\delta((\Delta u)^2 + (\Delta v)^2)}{(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2} = \frac{\max(F) - \min(F)}{(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2}$$

Somit lautet die Formel für den relativen Fehler einer individuell berechneten Richardson-Zahl zu

$$\frac{\delta Ri}{Ri} = \frac{\delta \Delta z}{\Delta z} + \frac{\delta \Delta \rho}{\Delta \rho} + \frac{\max(F) - \min(F)}{(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2}$$

Erläuterungen zur Abbildung C3 :

Parameter in den Kurven

- a:  $|\vec{v}_1| = 250 \text{ cm/s}, |\vec{v}_2| = 2.5 \text{ cm/s}$
- b:  $|\vec{v}_1| = 120 \text{ cm/s}, |\vec{v}_2| = 20 \text{ cm/s}$
- c:  $|\vec{v}_1| = 90 \text{ cm/s}, |\vec{v}_2| = 40 \text{ cm/s}$
- d:  $|\vec{v}_1| = 20 \text{ cm/s}, |\vec{v}_2| = 30 \text{ cm/s}$
- e:  $|\vec{v}_1| = 250 \text{ cm/s}, |\vec{v}_2| = 250 \text{ cm/s}$

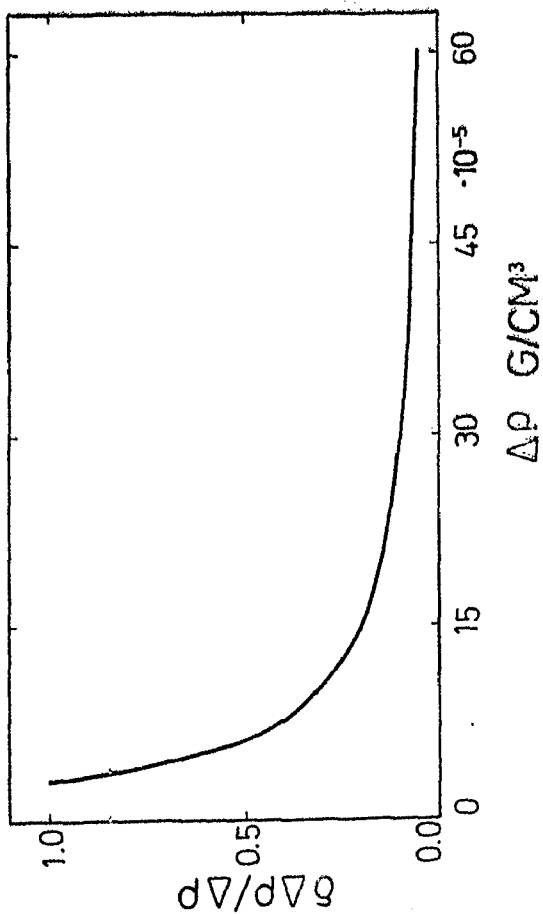


fig. C1) relative error of density  
in relation to delta rho

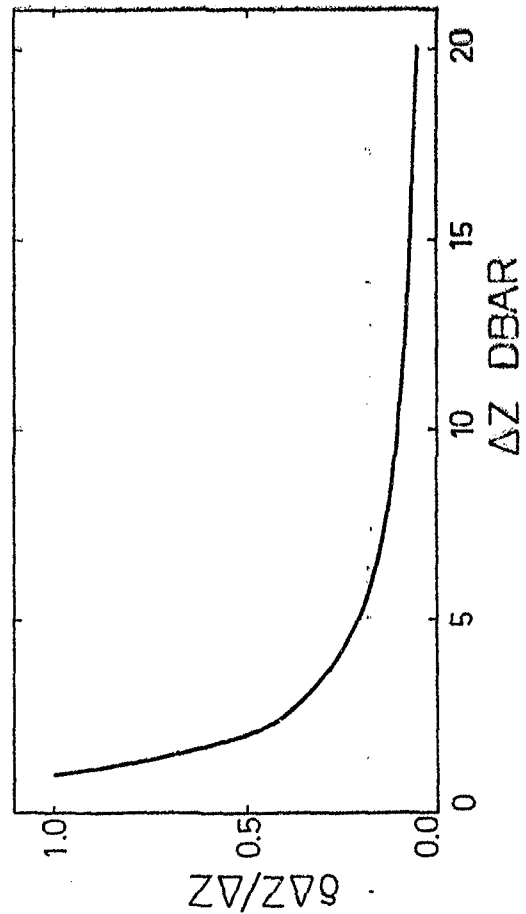


fig. C2) relative error of pressure  
in relation to delta z

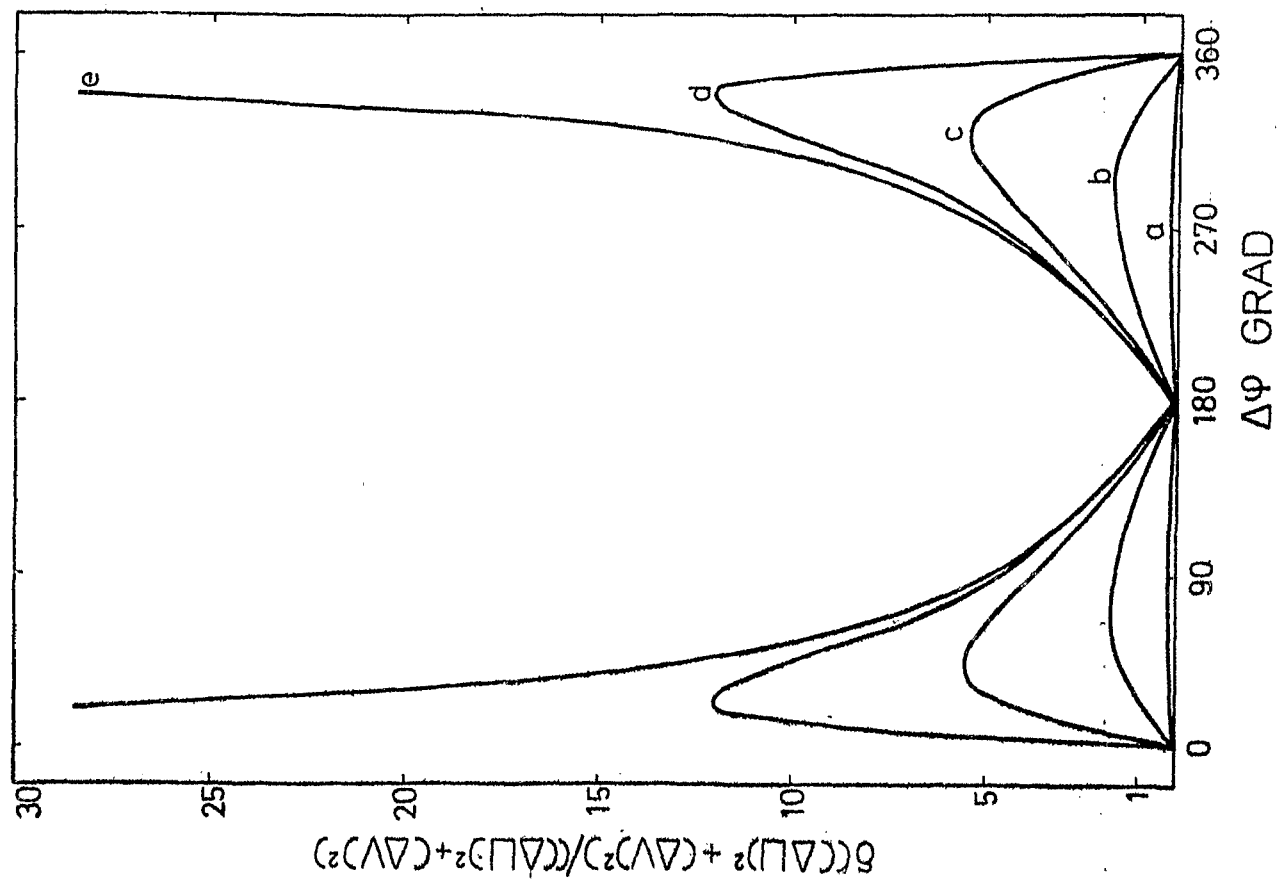


fig. C3) relative error of  $(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2$   
in relation to delta phi

Mein Dank gilt allen Mitarbeitern der Abteilungen Regionale Ozeanographie, Meeresphysik, Theoretische Ozeanographie und Maritime Meteorologie des I.f.M. Kiel sowie Herrn Dr. N. Beier vom Meteorologischen Institut der Universität München, mit deren Hilfe diese Arbeit zustande gekommen ist.

Zu Dank verpflichtet bin ich Herrn Prof. Dr. G. Siedler für die Betreuung dieser Arbeit, die dem Fachbereich Mathematik-Naturwissenschaften der Universität Kiel als ozeanographische Diplomarbeit vorgelegt wurde.

Besonders dankbar bin ich Herrn Dr. J. Meincke für viele hilfreiche Anregungen und Diskussionen.